

***Universidad Nacional Autónoma de México***



***Posgrado en Ciencias de la Tierra  
Centro de Geociencias  
Campus Juriquilla***



***Caracterización y génesis de los yacimientos minerales  
estratoligados de celestina, barita, fluorita y plomo-zinc del noreste  
de México***

***Tesis***

***Para obtener el grado de  
Doctor en Ciencias de la Tierra  
(Geoquímica y Petrología)***

***Presenta***

***Francisco González Sánchez***

***Enero 2008***



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

***"A Faby y a Diana"***  
*Gracias por apoyarme a realizar mis metas*

*A Mis padres  
Ofelia y Donato*

*A Evodia† y Roberto  
El primer paso de una carrera*

## Agradecimientos

Un enorme agradecimiento al director de esta tesis, al Dr. Eduardo González Partida, por su acertada dirección y por su gran amistad. Eduardo, ¡Gracias por todo el tiempo y el esfuerzo que has dedicado a este estudiante!

De igual manera mi agradecimiento al Dr. Antoni Camprubí i Cano, por su gran apoyo académico, además de su amistad. ¡Indudablemente otro director de esta tesis!

Agradezco al CONACYT por haberme proporcionado la beca que me ayudo a mantenerme económicamente durante el periodo de desarrollo de este trabajo. De la misma manera, agradezco al Dr. Luca Ferrari, por el apoyo económico brindado durante épocas de turbulencia.

Mi agradecimiento a los integrantes del jurado, Dr. Antoni Camprubí i Cano, Dr. Carles Canet Miquel, Dr. Eduardo González Partida, Dr. Efrén Pérez Segura, Dra. Elena Centeno García, Dr. Lucas Ochoa Landín y Dr. Luis F. Vassallo Morales, por los comentarios finales hacia este trabajo.

Al todo el personal administrativo del Centro de Geociencias por el apoyo material y logístico para que esta institución funcione ¡Gracias!

Un agradecimiento especial a todos mis compañeros de cubículo (Laura, Lupillo y Michelangelo) por el apoyo mutuo en tiempos difíciles. Y en general, un agradecimiento a todos los compañeros estudiantes del Centro de Geociencias ¡Acá, los espero!

Y un agradecimientotototote a mi secretaria predilecta, Marta Pereda, gracias a tu eficiente labor y a los apoyos de Armando Ramírez y Angel Muñoz, los estudiantes del CeGeo, no nos preocupamos por los engorrosos trámites administrativos. ¡Gracias a Todos los del departamento de Posgrado!

Este trabajo fue soportado económicamente gracias a los proyectos CONACYT # 58825 y PAPIIT # IN102107.

Mi agradecimiento al Dr. Viorel Atudorei, del Laboratorio de isótopos estables de la Universidad de Nuevo México, por los análisis de isótopos de azufre utilizados en este trabajo, de igual manera a Edith Cienfuegos y a Pedro Morales, del Laboratorio de isótopos estables de la Universidad Nacional Autónoma de México, por los análisis de isótopos de carbono y Oxígeno y cerrando esta lista a David Banks, de la Escuela de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Leeds, UK., por la realización de los análisis de halógenos de este trabajo.

**Pero sobre todo... ¡Gracias a Dios!**

<b>INDICE GENERAL</b>		
<b>CONTENIDO</b>		<b>Página</b>
<b>RESUMEN</b>		1
<b>ABSTRACT</b>		2
<b>CAPITULO I</b>		4
<b>GENERALIDADES</b>		4
I.1 Introducción		4
I.2 Antecedentes		5
I.3 Objetivos		7
I.4 Generalidades de los yacimientos del tipo del Valle del Mississippi <i>"Mississippi Valley Type" (MVT).</i>		7
 <b>CAPITULO II</b>		 9
<b>METODOLOGÍA DE TRABAJO</b>		9
II.1 Introducción		9
II.2 Trabajo de campo		9
II. 2.1 Distribución del muestreo		10
II. 2.1.1 Sierra de Los Alamitos		10
II. 2.1.2 Sierra de La Paila		11
II. 2.1.3 Sierra del Venado		11
II. 2.1.4 Área de Berrendos		11
II. 2.1.5 Área de Cuatro Ciénegas		11
II. 2.1.6 Sierra de Santa Rosa		11
II. 2.1.7 Área de El Tule		11
II. 2.1.8 Área de La Encantada - Buena Vista		12
II. 2.1.9 Área de Sierra Mojada - Reforma		14
II. 2.1.10 Área de Aguachiles		15
II.3 Selección y preparación de muestras		16
II.4 Método experimental para análisis isotópicos		16
 <b>CAPITULO III</b>		 18
<b>GEOLOGÍA DEL NORESTE DE MÉXICO</b>		18
III.1 Estructuración de las cuencas mesozoicas del noreste de México		18
III.2 Estratigrafía del Mesozoico		21
		26

**CAPITULO IV****DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LOS DEPÓSITOS MVT DE CELESTINA, BARITA, FLUORITA Y PLOMO-ZINC EN EL NORESTE DE MÉXICO.**

IV.1	Descripción y distribución regional de la mineralización	26
IV.2	Distribución estratigráfica de la mineralización	29
IV.2.1	Mineralizaciones encajonadas en la Formación La Virgen	29
IV.2.2	Mineralizaciones encajonadas en La Formación Cupidito	33
IV.2.3	Mineralizaciones encajonadas en La Formación Acatita	34
IV.2.4.	Mineralizaciones encajonadas en La Formación Del Río Georgetown	37

**CAPITULO V** 38**CASOS DE ESTUDIO** 38

V.1	Distrito minero de La Sierra de Santa Rosa	38
V.1.1	Geología local	38
V.1.2	Descripción de la mineralización	40
V.1.3	Resultados	41
V.2	Distrito minero de Reforma	45
V.2.1	Geología local	45
V.2.2	Descripción de la mineralización	45
V.2.3	Resultados	47
V.3	Distrito minero de La Sierra de Los Alamitos (Mina La Tinaja)	48
V.3.1	Geología local	48
V.3.2	Descripción de la mineralización	50
V.3.3	Resultados	50
V.4	Distrito minero de La Encantada-Buena Vista (Mina La Sabina)	53
V.4.1	Geología local	53
V.4.2	Descripción de la mineralización	55
V.4.3	Resultados	55
V.5	Microtermometría de inclusiones fluidas y geoquímica de isótopos estables de otros depósitos estudiados en la Provincia MVT del Noreste de México	58

**CAPITULO VI** 63**DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES** 63

VI.1	Discusión	63
VI.1.1	Geología y distribución de los depósitos MVT del Noreste de México	63
VI.1.2	Evolución de Fluidos y comportamiento isotópico	64
VI.2	Conclusiones	76

**REFERENCIAS** 78

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura</b>	<b>Página</b>
I.1 Mapa de localización del área de estudio y su relación geográfica con respecto a los principales distritos de yacimientos de este mismo tipo en América del Norte.	6
II. 1 Distribución de los depósitos MVT en relación a los rasgos paleogeográficos (explicación de estos en Cap.IV). Se presentan las áreas de muestreo (marcadas por las letras de la A a la J) en las que se dividió la zona de estudio.	10
II. 2 Distribución del muestreo en el área de La Sierra de Los Alamos	12
II. 3 Distribución de muestreo en las áreas de la Sierra La Paila, la Sierra El Venado, y Berrendos.	13
II. 4 Distribución de muestreo en el área de la Sierra de Santa Rosa	14
II. 5 Distribución de muestreo en el área de La Encantada-Buenavista.	15
II. 6 Equipo de microtermometría formado por platina de enfriamiento-calentamiento Linkam THMSG600 montada en un microscopio petrográfico Olympus BX50.	17
III.1 Configuración estructural y rasgos tectónicos del Noreste de México	19
III.2 Sección esquemática según trazo de la figura III.1.	22
IV.1 Distribución de los depósitos MVT en relación a los rasgos paleogeográficos. La nomenclatura de los yacimientos esta acotada por un número al cual le antecede una letra, donde: las letras B, C, F y Z significan, barita, fluorita, celestina y zinc-plomo respectivamente.	28
IV. 2 Columnas estratigráficas mostrando la distribución de las mineralizaciones MVT.	30
IV. 3 Sección transversal esquemática según trazo de la figura III.2. Distribución estratigráfica de la mineralización	31
IV. 4 Distribución de las mineralizaciones de barita y Zn-Pb en la base de la Formación La Virgen (Barremiano).	32
IV. 5 Distribución de las mineralizaciones de celestina en la cima de la Formación La Virgen (Barremiano).	32
IV. 6 Mineralización de una asociación barita/Zn-Pb.	33

IV.7	Distribución de las mineralizaciones de zinc-plomo y barita en la Formación Cupido (Cupidito) (Barremiano).	34
IV. 8	Distribución de las mineralizaciones de celestina y fluorita en la Formación Acatita (Albiano).	35
IV. 9	Mineralización de celestina en un manto estratiforme encajonado en rocas carbonatadas de la Formación Acatita, depósito de El Venado.	36
IV. 10	Distribución de las mineralizaciones de fluorita y celestina en la base de la Formación Del Río (Cenomaniano).	36
V.1	Mapa geológico del distrito de barita de la Sierra de Santa Rosa, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta.	39
V. 2	(Izquierda): Secuencia estratigráfica local del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa y su relación con la mineralización de barita (afloramiento del manto superior de barita en línea roja). (Derecha): Manto de barita mostrando su espesor (superior) y su textura rítmica (inferior).	40
V. 3	A: textura brechada al bajo del manto mineralizado; B: Ganga de calcita alojada dentro de la mineralización de barita.	41
V. 4	Gráficas de Th vs Tmi e histogramas de frecuencia de las inclusiones fluidas del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa, en Múzquiz, Coah. (A y B), Manto superior (Potrero); (C y D) Manto inferior (Palmito y Cocina).	42
V.5	(A) Gráficas de Th vs Tmi y (B) histograma de frecuencia de las inclusiones fluidas del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa, en Múzquiz, Coah. (Considerando ambos mantos como un todo).	43
V.6	Gráfica del $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa, Coah. (Los datos incluyen al manto superior y al manto inferior).	43
V.7	Mapa geológico del distrito de Pb-Zn de Reforma en la Sierra de La Purísima, en Reforma, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta.	46
V.8	Gráfica de Th vs Tm (A) e histograma de frecuencia de Th (B), de las inclusiones fluidas del distrito minero de Reforma.	47
V.9	Mapa geológico del distrito de celestina de la Sierra de Los Alamitos, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta.	49

V.10	Gráfica de Th vs Tm (A) e histograma de frecuencia de Th (B), de las inclusiones fluidas del depósito La Tinaja, en el distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, en Coahuila.	51
V.11	Gráfica del $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ de la mina La Tinaja en el distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, Coah.	51
V.12	Mapa geológico del distrito de fluorita del distrito de La Encantada-Buenavista, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta.	54
V.13	Gráfica de Th vs Tmi (A) e histograma de frecuencia de Th (B), de las inclusiones fluidas de la mina La Sabina, en el distrito minero de La Encantada Buenavista. (Th = Temperatura de homogenización, Tmi = temperatura de fusión del hielo).	55
V.14	Gráfica del $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ de la mina La Sabina en el distrito minero de La Encantada Buenavista, Coah.	56
V.15	A: Diagrama Cl vs Cl/Br y B: Na/Br vs Cl/Br de la composición de los fluidos determinada a partir de análisis de crush-leach en muestras del distrito minero La Encantada Buenavista.	56
V.16	A: Diagrama Cl vs Cl/Br y B: Na/Br vs Cl/Br de la composición de los fluidos determinada a partir de análisis de crush-leach en muestras del distrito minero de La Sierra de Los Alamitos.	60
V.17	Gráfica del $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$ vs $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ de la Provincia MVT del Noreste de México.	61
V.18	Representación de los valores del $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$ de sulfatos y sulfuros para varios distritos mineros el noreste de México.	62
VI. 1	Delimitación de la Provincia Metalogenética MVT del Noreste de México y sus cuatro sub-provincias.	65
VI. 2	Patrón de evolución térmica-concentración de las salmueras mineralizantes en la Provincia MVT del Noreste de México.	68
VI. 3	Modelo esquemático propuesto de las principales etapas de mineralización para los depósitos MVT del Noreste de México, basado en la Figura (VI. 2)	70

## ÍNDICE DE TABLAS

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
V.1	Resultados de microtermometría de inclusiones fluidas y de geoquímica isotópica en el distrito minero de barita de la Sierra de Santa Rosa, Coah.	44
V.2	Resultados promedio por mineral o roca de estudios microtermométricos e isotópicos del distrito minero de barita de la Sierra de Santa Rosa, Coah. Se incluyen resultados obtenidos por otros autores.	45
V.3	Resultados de los estudios microtermométricos en el distrito minero de Reforma, en la Sierra de La Purísima, Coah	47
V.4	Resultados promedio por especie mineral de datos microtermométricos en el distrito minero de Reforma, en la Sierra de La Purísima, Coah	48
V.5	Resultados de estudios microtermométricos e isotópicos en el depósito La Tinaja, del distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, Coah	52
V.6	Resultados promedio por especie mineral y/o roca de los estudios realizados a las muestras del depósito La Tinaja del distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, Coah.	52
V.7	Resultados de estudios microtermométricos e isotópicos en el depósito La Sabina, del distrito minero de La Encantada-Buenavista, Coah.	57
V.8	Resultados promedio por especie mineral de los estudios microtermométricos e isotópicos realizados a las muestras del depósito La Sabina del distrito minero de La Encantada - Buenavista, Coah	58
V.9	Resultados de estudios por halógenos y elementos alcalinos realizados a las muestras del distrito minero de La Encantada-Buenavista, Coah	58
V.10	Resultados promedio por especie mineral de los estudios microtermométricos y de isótopos estables realizados a muestras de varios depósitos de celestina, barita, fluorita y Zn-Pb de la Provincia MVT del Noreste de México.	59
V.11	Resultados de estudios de halógenos y elementos alcalinos realizados a depósitos del distrito minero de La Sierra de Los Alamitos, Coah	60

**ANEXOS**

- |   |   |    |
|---|---|----|
| 1 | Unidad Teórica 2 : Las inclusiones fluidas y su aplicación en medios sedimentario   | CD |
| 2 | Unidad Teórica 3: Carbonatos y Sulfatos en ambientes evaporíticos, su formación y geoquímica de isótopos estables de C, H, O y S.           | CD |
| 3 | Unidad Teórica 1: Evolución paleogeográfica y tectónica del Golfo de México y su relación con el desarrollo geológico del noreste de México | CD |

## RESUMEN

En el noreste de México, principalmente en el estado de Coahuila, existe un gran número de depósitos de celestina, fluorita, barita y Zn-Pb, epigenéticos estratoligados, originados por hidrotermalismo de baja temperatura y hospedados en rocas carbonatadas y/o evaporíticas, por reemplazamiento de éstas. Dichos depósitos se describen como MVT, (*Mississippi Valley Type*) y asociados a éstos.

A pesar del hecho de que existen más de 200 depósitos de esta tipología en el estado de Coahuila y áreas vecinas, sólo unos pocos han sido estudiados. La mayoría de estos depósitos están asociados espacialmente con altos de basamento (*horsts*) como el Bloque de Coahuila, la Paleopenínsula de El Burro - Peyotes (ambos en los márgenes de la Cuenca de Sabinas), la Paleoisla de La Mula y el Paleoarchipiélago de Tamaulipas (en la parte central de la misma cuenca). Estos pilares tectónicos (excepto la Paleopenínsula El Burro-Peyotes) presentan un basamento compuesto por granitoides y rocas volcánicas del Permo-Triásico, mientras que la Paleopenínsula de El Burro-Peyotes presenta un basamento de metasedimentos Permo-Triásico. Tales estructuras controlaron los patrones estratigráficos de las cuencas mesozoicas de la región, así como los patrones de deformación de la Orogenia Larámide. La Cuenca de Sabinas contiene más de 6000 metros de rocas siliciclásticas, evaporíticas y carbonatadas depositadas desde el Jurásico hasta el Terciario. Los depósitos MVT son generalmente hospedados en formaciones del Barremiano, Aptiano, Albiano y Cenomaniano. Los fluidos mineralizantes fueron mayormente salmueras de cuenca movilizadas por presión litostática y por efectos de la Orogenia Larámide. Los cuerpos mineralizados se produjeron por reemplazamiento de estratos de evaporitas (depósitos de barita y celestina), o por relleno de cavidades paleokársticas en carbonatos de arrecife (depósitos de Zn-Pb).

Durante su migración, las salmueras de cuenca interactuaron con las diversas formaciones sedimentarias de la cuenca y con aguas meteóricas, como se deduce a partir de la microtermometría de inclusiones fluidas, del análisis de halógenos en las mismas, y de los estudios de geoquímica isotópica. Las inclusiones fluidas presentan temperaturas de homogenización entre 46°C y 195°C, y salinidades entre 1.74 y 26.4 % en peso equivalente de NaCl. Los fluidos mineralizantes son salmueras cloruro-cálcicas en el centro de la cuenca, y más frías y diluidas hacia la periferia. Algunas de las inclusiones fluidas presentan hidrocarburos líquidos y sólidos, al igual que muchos depósitos MVT.

Los datos isotópicos de carbono y oxígeno, y la geoquímica de halógenos respaldan una evolución de salmueras de cuenca más salinas y calientes hacia el centro de la cuenca que interactúan con aguas meteóricas más frías en las plataformas.

Las composiciones isotópicas de azufre sugieren que en los depósitos de barita y celestina la mayoría del azufre deriva de las formaciones de evaporitas del Calloviano y Barremiano - Cenomaniano. De igual manera, las composiciones isotópicas del estroncio sugieren que la principal fuente de este elemento son las formaciones siliciclásticas derivadas del basamento del Permo-Triásico.

La geología regional y las características de los depósitos MVT y su distribución permiten proponer una nueva provincia metalogenética denominada "Provincia MVT del Noreste de México" (PMNM) en este trabajo. Esta provincia comprende casi la totalidad del estado de Coahuila y porciones de los estados vecinos (Nuevo León, Durango, Chihuahua, Zacatecas y San Luís Potosí). La PMNM presenta un claro zoneamiento regional de los diferentes tipos mineralógicos de depósitos, con depósitos de celestina en el sur, depósitos de fluorita en el norte, y depósitos de Zn-Pb (MVT en sentido estricto) y de barita en la parte central de la Cuenca de Sabinas. Con base en esta distribución, se subdivide a la PMNM en cuatro subprovincias: la Subprovincia Sur de Celestina, la Subprovincia Central de Zn-Pb, la Subprovincia Central de Barita, y la Subprovincia Norte de Fluorita.

### **ABSTRACT**

In Northeastern México, mostly in the state of Coahuila, there are numerous epigenetic stratabound carbonate-hosted low-temperature hydrothermal celestine, fluorite, barite and Zn-Pb deposits formed after the replacement of evaporites or carbonate rocks. Such deposits can be permissively described as MVT-like deposits. Despite the fact that there are over 200 MVT-like deposits in the state of Coahuila and neighboring areas, only a handful of them have been studied in any way. Most of these deposits are associated in space with basement highs (horsts) like the Coahuila Block, the El Burro – Peyotes Paleopeninsula (both in the margins of the Mesozoic Sabinas Basin), the La Mula Paleoisland and the Paleoarchipelago of Tamaulipas (in the central part of the basin). These horsts consist of Permian-Triassic granitic and volcanic rocks in the southern and central parts of the Sabinas Basin (Coahuila Block, La Mula and Monclova islands) and metasedimentary rocks in the northern parts of the basin. Such structures ruled the stratigraphic patterns of the Mesozoic basins as well as the structural patterns of the Laramide Orogeny. The Sabinas Basin consists of ~6000 m thick Jurassic to Cretaceous (Tertiary?) siliciclastic, carbonate and evaporitic rocks. The MVT-like deposits are generally hosted in Barremian, Aptian, Albian, and Cenomanian formations. Such deposits likely formed from basinal brines that were mobilized from both, lithostatic pressure, and from the Laramide Orogeny effects. The ore bodies were generated by replacing evaporite layers (barite and celestine deposits) or lining paleokarstic cavities in reef carbonates (Zn-Pb deposits).

During the basinal brines migration, they underwent interaction with sedimentary formations of basin, and meteoric waters, as deduced from fluid inclusion microthermometry, halogen elements analysis, and isotopic geochemistry studies. Homogenization temperatures of fluid inclusions range 46° and 195°C, salinities range between 1.74 and 26.4 wt. % NaCl equiv. The basinal brines are hot, and have chloride - calcic composition on basin center, and they change to cold and diluted toward basin edges. Some inclusions have hydrocarbons or bitumen, like so much of MVT deposits.

The isotopic values of carbon, and oxygen, and halogen geochemistry also, support an evolution from high salinity, and hotter basinal brines, and in center of the basin, and an interaction between this brine and cold meteoric waters on platforms.

Besides, sulfur isotopic compositions suggest that most of the sulfur in barite and celestine deposits derived from Callovian, Barremian to Cenomanian evaporites, and strontium isotopic compositions suggest that the main sources for this element were from Permian-Triassic basement-derived clastic rocks.

The regional geology, and the characteristics and the distribution of the MVT-like deposits, allow to propose a new metallogenic province named MVT Province of Northeastern Mexico (MPNM). Such province comprises most of the state of Coahuila and portions of the neighbor states of Nuevo León, Durango, Chihuahua, Zacatecas, and San Luis Potosi.

As the MPNM exhibits a clear regional zonation of the different mineralogical types of deposits, with celestine deposits to the South and fluorite deposits to the North of the Sabinas Basin, and barite and some Zn-Pb deposits in the central part of the basin. According to that type deposits distribución, the MPNM is four subprovinces subdivided: the Southern Celestine Subprovince, the Central Barite Subprovince, the Central Zn-Pb subprovince, and the Northern Fluorite Subprovince.

# **CAPITULO I**

## **GENERALIDADES**

### **I. 1 Introducción**

La Cuenca de Sabinas se localiza en el noreste de la República Mexicana. El área que ocupan las formaciones sedimentarias relacionadas con ésta cubre prácticamente todo el estado de Coahuila, aproximadamente dentro de las coordenadas 25° a 30° N y 100° a 104° W (Figura I.1), y queda comprendida fisiográficamente entre las Provincias de Sierras y Llanuras del Norte (parte occidental del Estado), la Provincia Grandes Llanuras de Norteamérica (extremo noreste), mientras que la mayor parte del Estado queda dentro de la Provincia de la Sierra Madre Oriental.

Por muchos años se ha sabido de la existencia de yacimientos minerales de celestina ( $\text{SrSO}_4$ ), barita ( $\text{BaSO}_4$ ), fluorita ( $\text{CaF}_2$ ) y depósitos de zinc y plomo alojados en cuencas sedimentarias Mesozoicas y en áreas cercanas a éstas en el noreste de México. Estos depósitos han sido explotados desde los inicios de la década de 1950, aunque la escala de su explotación ha variado con el tiempo debido principalmente a las fluctuaciones de los precios internacionales de estos minerales y a la relativa lejanía y carencia de infraestructura de las áreas en donde se localizan estos yacimientos. En la actualidad, su explotación se efectúa por temporadas y a una escala muy baja.

De estos depósitos, sólo los de barita, fluorita y celestina se han explotado de manera relativamente continua, aunque con muy poco conocimiento en cuanto a sus condiciones de emplazamiento.

Algunos de los yacimientos del Noreste de México han sido recientemente tipificados como pertenecientes al tipo MVT (*e. g.* Buenavista al norte de Coahuila; González-Partida *et al.* (2003), El Lucero al sur; Puente-Solís (2007); Berrendos al centro; González-Sánchez *et al.* (2007), además que su emplazamiento está controlado por formaciones evaporíticas y carbonatadas. De ahí la importancia de determinar su distribución espacial y temporal, así como definir el posible potencial de estos depósitos con base en la distribución geográfica de las formaciones sedimentarias que los contienen González-Sánchez (2007).

Ésta zona posee un gran interés económico debido a la presencia de importantes yacimientos de hidrocarburos y carbón, por lo que ha sido objeto de numerosos estudios geológicos. Sin embargo, a los depósitos de Sr, Ba, F y Zn-Pb de la misma se les ha prestado muy poca atención desde el punto de vista científico.

México ha sido históricamente un importante productor de Pb-Zn, aunque la producción de Pb-Zn en depósitos MVT, explotados principalmente entre las décadas de 1950 y 1970, es poco relevante a la fecha. En cuanto a los minerales no metálicos, México ocupa una posición preeminente entre los principales productores en el mundo, pues en la actualidad constituye el quinto productor de barita, el segundo de fluorita, y el primero de

celestina. La principal zona productora de barita, celestina y fluorita de México es su porción noreste, debido a la explotación (aún rudimentaria en muchos casos) de los yacimientos estratoligados que, en su conjunto, son objeto del presente estudio.

Este tipo de yacimientos puede representar un potencial de gran importancia a nivel nacional para diversas sustancias, aunque hasta ahora no han sido plenamente conocidos en México. Por tal motivo, el estudio y la comprensión de éstos proporcionarán a la industria minera nuevas herramientas para la exploración.

Una vez comprendida la génesis y comportamiento de estos depósitos, se puede utilizar este conocimiento para aplicarlo a las demás cuencas mesozoicas distribuidas en toda la parte oriental de México (Fig. I.1).

## I. 2 Antecedentes

Entre los trabajos geológicos realizados en la zona del noreste de México, los enfocados al entendimiento de la evolución paleogeográfica, estructural y estratigráfica del área son los más numerosos. Ello es debido al potencial de hidrocarburos existente en la región. De los trabajos efectuados, los que más sobresalen son los de Hill (1887), Dumble (1895), Aguilera (1906), Böse (1906, 1913, 1921), Haarman (1913), Jones (1925), Böse y Cavins (1927), Müllerried (1927, 1944, 1948), Tatum (1931), Kellum (1932, 1936 a, b, 1937, 1949), Waitz (1932), King (1934), Imlay (1936, 1937 a, b, c), Kellum *et al.* (1936), Kelly (1936), Singewald (1936), Humphrey (1941, 1949, 1956 a, b), Maldonado (1949), Lozano (1951), Díaz (1952), Humphrey y Díaz (1954), Smith (1970), Ekdale *et al.* (1976), Fortunato y Ward (1982), Jones *et al.* (1984), Tinker (1985), Padilla y Sánchez (1986 a,b), Young (1986), Frame y Ward (1987), McKee *et al.* (1988), Ramos y Márquez (1993), Lehmann *et al.* (1998, 1999), Goldhammer (1999), Wilson (1999), Eguluz de Antuñano (2001), Giles y Lawton (2002), Chávez-Cabello *et al.* (2005, 2007), entre otros.

Aunque se ha generado gran cantidad de información geológica de la región, es poco conocido que en esta zona existen un gran número de yacimientos de barita, fluorita, celestina y, en menor número, de zinc y plomo. Éstos han sido tipificados recientemente como del tipo del Valle del Mississippi (*Mississippi-Valley Type Deposits* o MVT). Aunque muchos de estos depósitos aún son motivo de explotación, la información sobre ellos es relativamente escasa.

Temple y Grogan (1963) y Salas (1973) describieron algunos depósitos de fluorita en el distrito de La Encantada Buenavista y celestina en la Sierra de La Paila respectivamente, y Kesler (1977), Kesler y Jones (1981), Ruiz *et al.* (1985) produjeron los primeros estudios metalogenéticos en yacimientos MVT de la región. En trabajos recientes González-Partida *et al.* (2002, 2003), Tritlla *et al.* (2004), Puente-Solís *et al.* (2005 a, b), Ramos-Rosique *et al.* (2005), Puente-Solís (2007), Villareal-Fuentes (2007), junto con el presente, se emprendió como objetivo de un grupo de trabajo el estudio integral de los depósitos MVT de México.

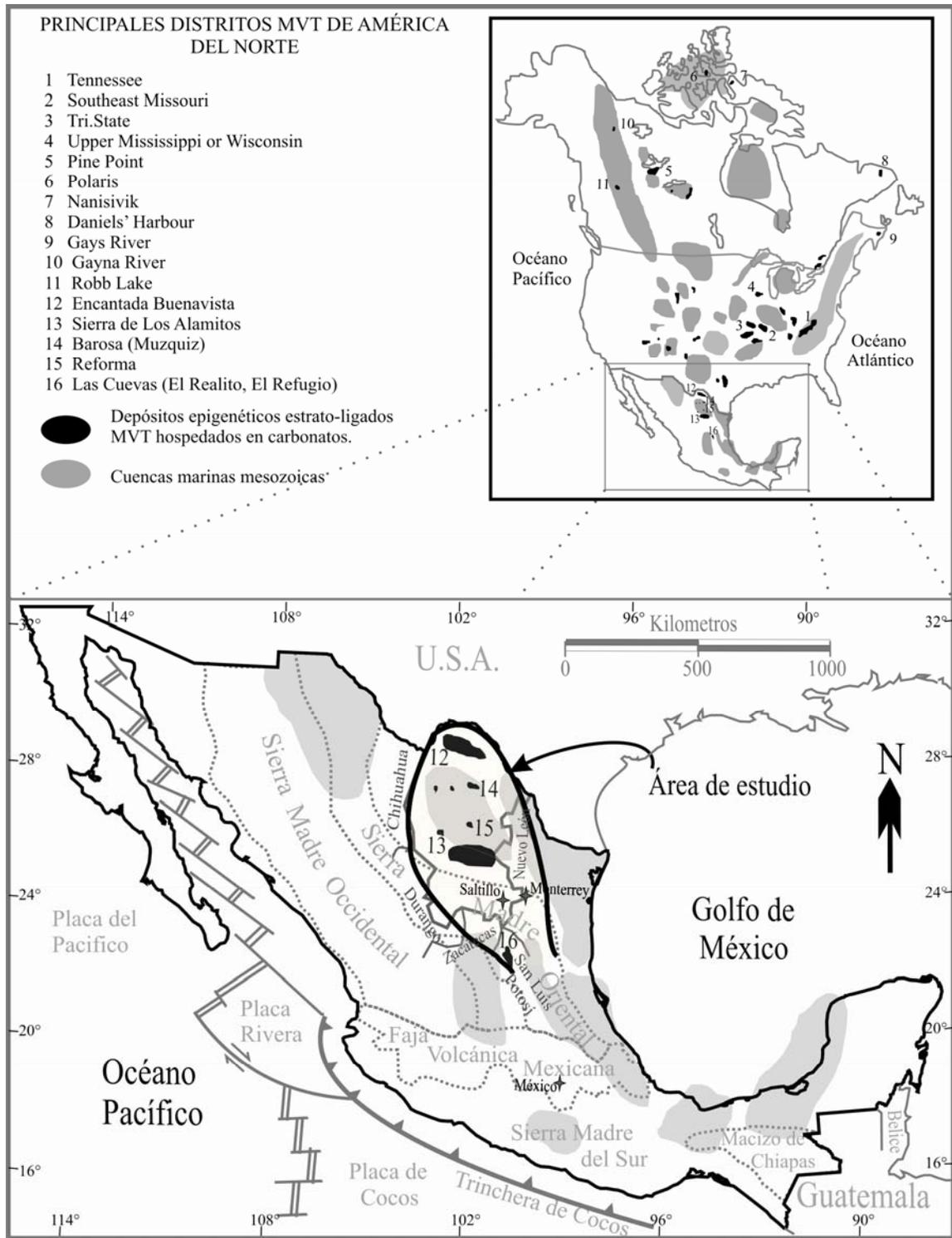


Fig. I.1 Mapa de localización del área de estudio y su relación geográfica con respecto a los principales distritos de yacimientos de este mismo tipo en América del Norte.

### I.3 Objetivos

- 1) Establecer las principales características geológicas regionales de depósitos tipo MVT y asociados, a partir de
  - (a) la descripción de la estratigrafía de la cuenca y de la estratigrafía local de los yacimientos estudiados,
  - (b) la identificación pertinente de todos los depósitos de la región adscribibles a la tipología MVT y asociados y
  - (c) la caracterización a nivel regional de los diferentes subtipos mineralógicos de los depósitos de esta tipología.

De esta forma, se pretende establecer las condiciones pertinentes para abordar el estudio de depósitos individuales de este tipo en el Noreste de México.

- 2) Caracterizar los fluidos mineralizantes y las condiciones de formación de estos yacimientos, así como determinar su posible procedencia.
- 3) Determinar el posible origen del estroncio de los depósitos celestina.
- 5) Determinación de la relación de los diferentes subtipos de depósitos (celestina, barita, fluorita y zinc - plomo) con la estratigrafía.
- 6) Establecer qué relación genética existe entre los diferentes subtipos de yacimientos MVT y asociados en la región.
- 7) Definir la evolución térmica de la cuenca durante la formación de estos yacimientos.

### I.4 Generalidades de los yacimientos del tipo del Valle del Mississippi “*Mississippi Valley-Type*” (MVT)

El término “Yacimientos del tipo Valle del Mississippi”, mejor conocidos como “*Mississippi Valley-Type Deposits*” (MVT), fue asignado a yacimientos de Pb-Zn estudiados por primera vez en la cuenca del Río Mississippi. Éstos están definidos por Leach y Sangster (1993) como “*Una familia de minerales epigenéticos precipitados a partir de densas salmueras de cuenca, en rangos de temperatura entre 75°C a 200°C, depositados en secuencias carbonatadas de plataforma y que carecen de afinidades genéticas relacionadas a actividad ígnea*”.

Los depósitos MVT en sentido estricto son cuerpos de sulfuros predominantemente de plomo y zinc (esfalerita y galena), de carácter estratoligado, rellenando espacios abiertos (cavernas de disolución y fracturas), cementando brechas de colapso, o reemplazando a

rocas carbonatadas. Estos yacimientos se encuentran hospedados principalmente en dolomías y, menos frecuentemente, en calizas. Aunque los depósitos MVT fueron definidos originalmente para mineralización de Pb-Zn, acompañada frecuentemente con pirita y/o marcasita, también son comunes los yacimientos de barita, fluorita y celestina originados mediante los mismos procesos geológicos.

Debido a que este tipo de yacimientos se presenta exclusivamente en cuencas sedimentarias, es considerado, al igual que el petróleo y el gas natural, como parte de su evolución. A grandes rasgos, los fluidos presentes durante la evolución de una cuenca sedimentaria se desplazan como respuesta a gradientes hidrostáticos causados por compactación, gradientes térmicos, relieves topográficos, deformación y otros factores (Anderson y Macqueen 1988). Tales causas producen el cambio constante de la composición química de tales fluidos, la precipitación mineral, y/o el reemplazamiento de minerales preexistentes.

Las características diagnósticas más importantes de los depósitos tipo MVT (Ohle, 1959, Kisvaransayi *et al.* 1983, Sangster 1983, Sverjensky 1986, entre otros) son:

- 1) La mayoría de estos depósitos se encuentran alojados en rocas carbonatadas,
- 2) Tienden a localizarse en o cerca de las orillas de cuencas sedimentarias o sobre pilares tectónicos o arcos entre tales cuencas,
- 3) Depósitos individuales semejantes unos a otros pueden estar distribuidos en zonas de varios km<sup>2</sup> de extensión,
- 4) Las rocas carbonatadas que los contienen no presentan metamorfismo,
- 5) Se formaron a poca profundidad (generalmente menos de 1500 m),
- 6) Existen evidencias de disolución de la roca carbonatada hospedante, con la formación de brechas y texturas de colapso,
- 7) Consisten en reemplazamientos bandeados, geodas o filones, pero siempre, el mismo depósito está estrictamente delimitado a un solo horizonte estratigráfico,
- 8) Presentan una mineralogía relativamente simple, y a menudo son monominerálicos,
- 9) Los depósitos están relacionados en tiempo a un evento orogénico,
- 10) Son epigenéticos, estratoligados y los cuerpos presentan con frecuencia relictos de la misma roca hospedante, orientados en forma paralela a la orientación de los estratos,
- 11) Las brechas y vetillas están cementadas con la misma mineralización que conforma el cuerpo mineralizado.

## CAPITULO II

### METODOLOGÍA DE TRABAJO

#### II.1 Introducción

Para la elaboración de este trabajo se recopiló la bibliografía geológica y de yacimientos minerales del área.

Se realizó un muestreo en campo de yacimientos estratégicos en función de su mineralogía. En base al mismo, se seleccionaron y prepararon las muestras de rocas y minerales para petrografía clásica, petrografía y microtermometría de inclusiones fluidas, geoquímica isotópica de O, C, S y Sr, y geoquímica de Na y halógenos (F, I, Br, Cl) en inclusiones fluidas.

Los fundamentos teóricos aplicados para el estudio de las inclusiones fluidas, así como los criterios de selección y preparación de las muestras utilizadas para este fin, se pueden consultar en la unidad teórica “*Las inclusiones fluidas y su aplicación en medios sedimentarios*” (Anexo 1).

De igual manera, en la unidad teórica “*Carbonatos y sulfatos en ambientes evaporíticos, su formación y geoquímica de isótopos estables de C, O y S*” (Anexo 2), se describen de manera amplia los fundamentos teóricos de la evolución de los carbonatos y sulfatos sedimentarios, con especial énfasis en su composición isotópica.

#### II.2 Trabajo de campo

Tras el análisis bibliográfico se procedió a seleccionar los lugares de muestreo de forma que los principales yacimientos de los cuatro subtipos mineralógicos de yacimientos MVT y asociados de la región (celestina, barita, fluorita, y Pb-Zn) pudieran ser debidamente estudiados (Fig. IV.1). Algunos de estos lugares ya habían sido estudiados con anterioridad, principalmente por medio de microtermometría de inclusiones fluidas (González-Partida et al. 2002, 2003; Levresse et al. 2003; Ramos-Rosique et al. 2005; Villareal-Fuentes et al. 2005; Puente-Solís 2007). En este estudio se utilizaron las muestras testigo de dichos trabajos para realizar estudios isotópicos complementarios.

Se colectó un total de 241 muestras de los diferentes depósitos seleccionados, incluyendo 69 muestras del Distrito La Encantada-Buena Vista 26 muestras del yacimiento El Volcán, 28 muestras del Yacimiento El Venado y 32 muestras del yacimiento El Lucero, de los cuales ya se disponía de datos microtermométricos (González-Partida et al. 2003; Villareal-Fuentes 2007; Ramos-Rosique et al. 2005 y Puente-Solís 2007, respectivamente).

Con el objetivo de detectar posibles variaciones en las composiciones isotópicas en la roca hospedante, se procuró tomar una muestra de ésta aproximadamente cada 5 metros partiendo del cuerpo mineralizado hacia afuera o, cuando existía la presencia de fracturas rellenas de calcita o del mismo mineral del cuerpo mineralizado, este muestreo se realizó tanto en roca de caja del alto como en la del bajo.

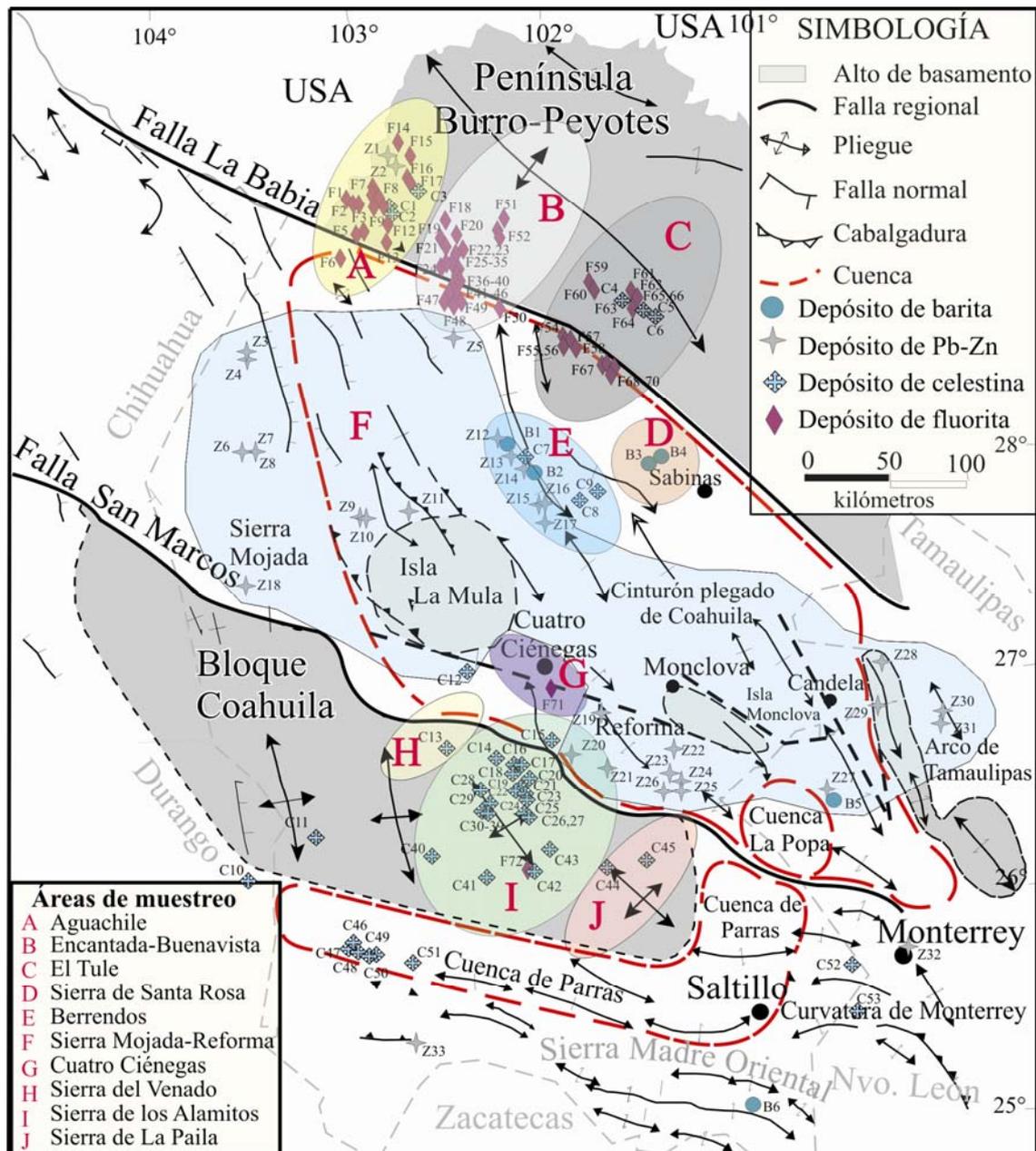


Figura II. 1 Distribución de los depósitos MVT en relación a los rasgos paleogeográficos (explicación de estos en Cap. IV). Se presentan las áreas de muestreo (marcadas por las letras de la A a la J) en las que se dividió la zona de estudio. La nomenclatura de los yacimientos esta acotada por un número al cual le antecede una letra, donde: las letras B, C, F y Z significan, barita, fluorita, celestina y zinc-plomo respectivamente. Base estructural y paleotopográfica modificada de Chávez et al. 2005. Distribución de yacimientos modificada de Puente-Solís (2007).

## II. 2.1 Distribución del muestreo

Con base en la distribución de los depósitos estratoligados, se definieron 10 áreas de muestreo (Fig. II. 1).

### II. 2.1.1 Sierra de Los Alamitos

El muestreo efectuado en la zona de la Sierra de Los Alamitos (área de muestreo I, Fig. II.1) comprendió 138 muestras. Esta área incluye las minas de La Tinaja (34 muestras), El Diablo (32 muestras), El Volcán (26 muestras), El Venado (28 muestras),

y el prospecto 3 Mantos (4 muestras). Las inclusiones fluidas de los yacimientos de El Venado y El Volcán fueron parcialmente estudiados con anterioridad por Ramos-Rosique (2004) y Villareal-Fuentes (2007), respectivamente; en el presente trabajo se profundiza en dicho estudio y se complementa con análisis isotópicos (Fig. II. 2).

### **II. 2.1.2 Sierra de La Paila**

La Sierra de La Paila (área J, Fig. II .1) alberga una gran cantidad de minas y prospectos de celestina y algunos de barita, pero el principal de ellos es la Mina de San Agustín, depósito de clase mundial de celestina (probablemente el más grande del mundo). En este yacimiento se tomaron 29 muestras (Fig. II. 3).

### **II. 2.1.3 Sierra del Venado**

En el área de La Sierra del Venado (área H, Fig. II .1) se localiza el yacimiento de celestina El Lucero, muestreado con anterioridad para realizar estudios de microtermometría por Puente-Solís (2007). Durante la etapa de campo correspondiente al presente estudio sólo se verificó la procedencia de 5 muestras de las 32 muestras colectadas con anterioridad por Puente-Solís (2007) (Fig. II. 3).

### **II. 2.1.4 Área de Berrendos**

La zona de muestreo de Berrendos (área D, Fig. II .1) presenta una variedad de mineralización que comprende tres de las clases de yacimientos que estamos tratando en este trabajo, esto es, barita, Zn-Pb, y celestina, con presencia de azufre nativo acompañando a la celestina. En la zona de barita/Zn-Pb se tomaron 12 muestras y en la zona de celestina/azufre se obtuvieron 11 muestras (Fig. II .3).

### **II. 2.1.5 Área de Cuatro Ciénegas**

En el área de Cuatro Ciénegas (área G, Fig. II. 1) se localizan varios prospectos de fluorita (el prospecto muestreado es llamado “Poza de la Becerra”). El muestreo realizado en esta zona, además de utilizarlo para la caracterización de los fluidos, ayudará a establecer el comportamiento térmico de la cuenca durante la etapa de mineralización. En esta área se colectaron 22 muestras.

### **II. 2.1.6 Sierra de Santa Rosa**

De los yacimientos de barita que se explotan en la actualidad, los más importantes son los localizados en la Sierra de Santa Rosa (área D, Fig. II. 1). En este distrito minero se presentan dos mantos de barita. En la mina de Potrero se explota el manto superior, del que se tomaron 21 muestras (Fig. II. 4). Las minas Palmito y Cocina están desarrolladas sobre el manto inferior, del que se obtuvieron 22 muestras (Fig. II. 4).

En esta misma área, aunque en diferente formación (estratigráficamente por encima de la barita) se localizó un lugar conocido como Las Lilas con presencia de galena y óxidos de hierro y probablemente de zinc, de la que se tomaron 3 muestras (Fig. II.4).

### **II. 2.1.7 Área de El Tule**

En el área de celestina coronada con fluorita de El Tule (Área C, Fig. II. 1 y Fig. IV.2) se colectaron 9 muestras a las que se le realizaron únicamente estudios de microtermometría como apoyo para el análisis térmico del área de estudio.

## SIERRA DE ALAMITOS

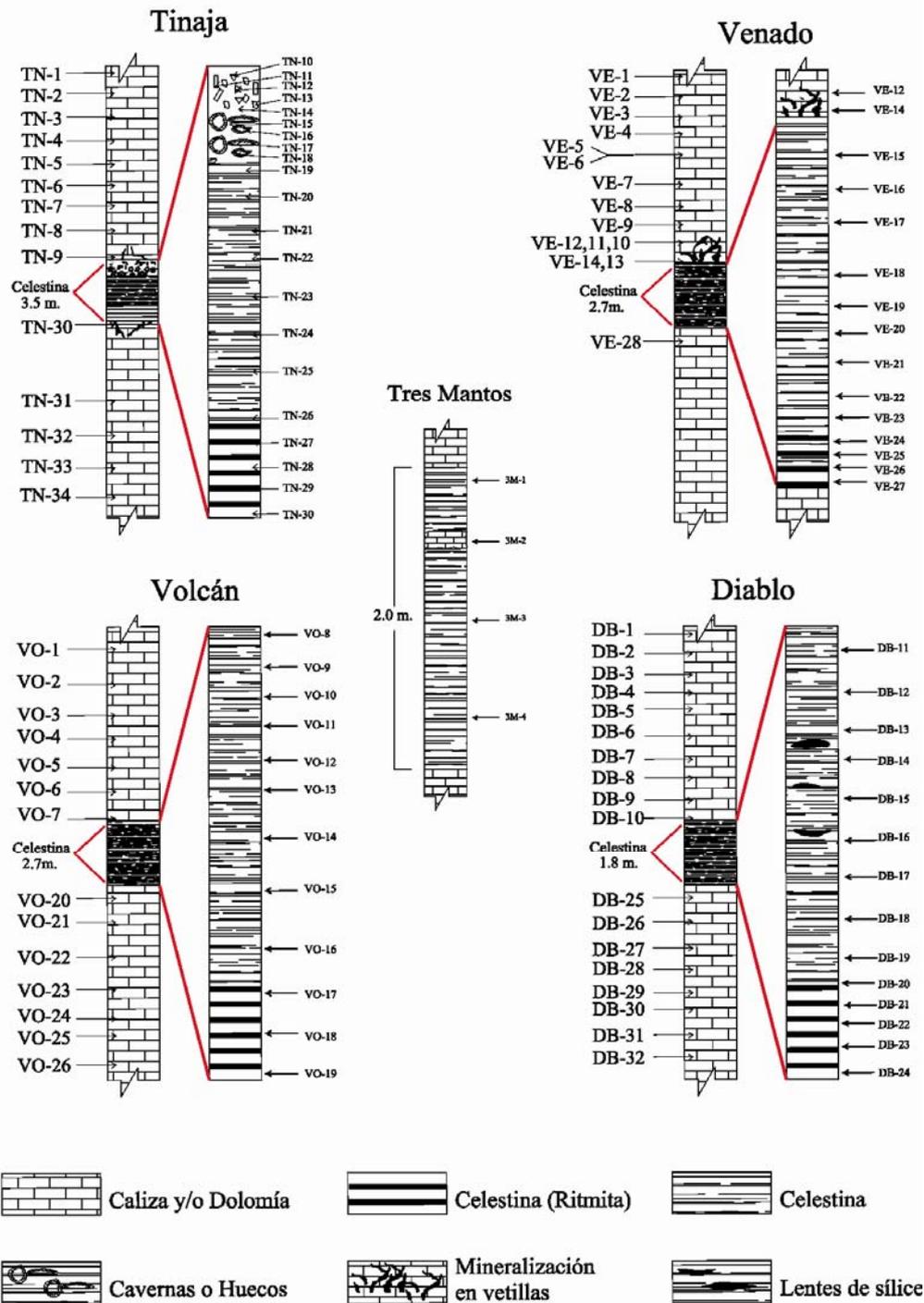


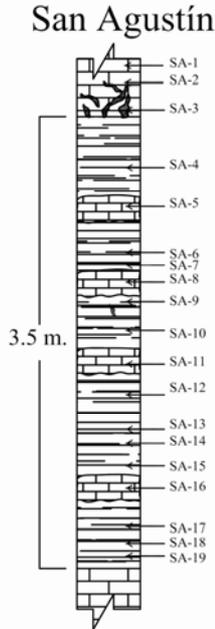
Figura II. 2 Distribución del muestreo en el área de La Sierra de Los Alamitos

### II. 2.1.8 Área de La Encantada - Buenavista

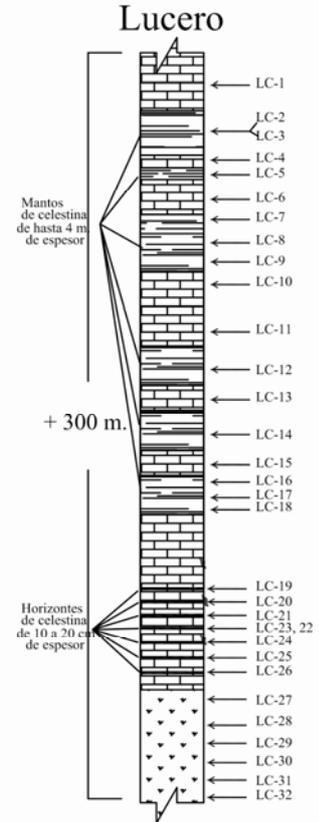
La Encantada - Buenavista (área B, Fig. II. 1) es uno de los distritos mineros de fluorita más importantes de México. Por ello, es uno de los yacimientos más estudiados de la región (Kesler, 1974, 1977; González-Partida et al., 2003). Estos autores realizaron estudios de microtermometría, por lo que en este trabajo sólo se estudiaron algunas muestras de inclusiones fluidas y se realizó una selección de los testigos del

muestreo de González-Partida et al. (2003) para complementarlo con estudios de isótopos estables. Así, se seleccionaron y separaron 51 muestras (Fig. II. 5).

SIERRA DE LA PAILA



SIERRA DE EL VENADO



LEYENDA



BERRENDOS

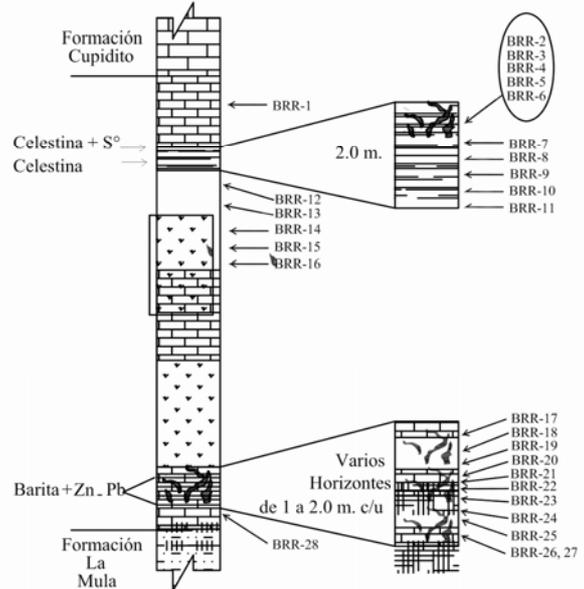


Figura II. 3 Distribución de muestreo en las áreas de la Sierra La Paila, la Sierra El Venado, y Berrendos.

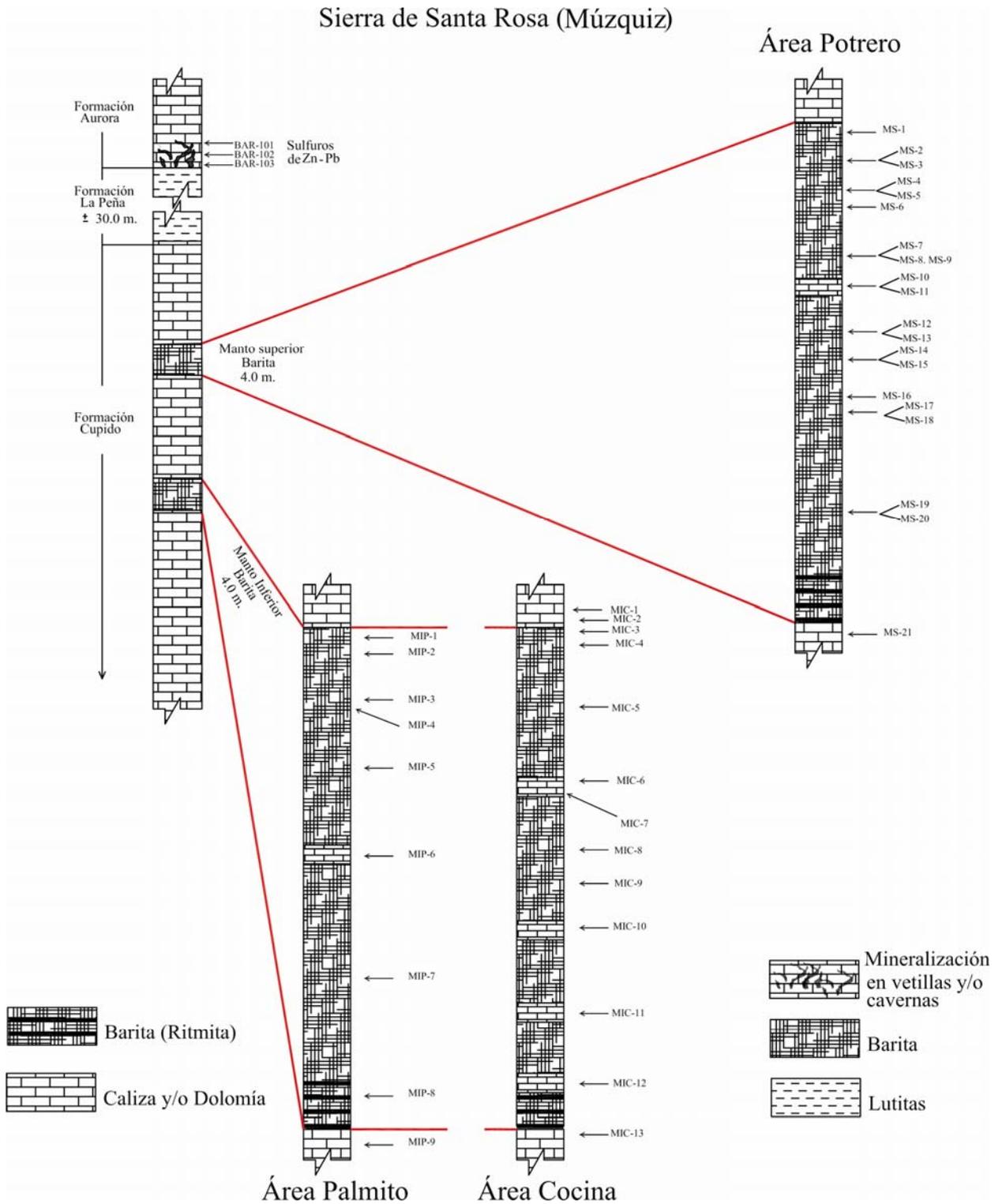


Figura II. 4 Distribución de muestreo en el área de la Sierra de Santa Rosa

### II. 2.1.9 Área de Sierra Mojada - Reforma

El área que ocupan los depósitos de Pb-Zn (Área F, Fig. II. 1) comprende una superficie que ocupa casi la totalidad de la parte central de la Cuenca de Sabinas, desde los yacimientos de Sierra Mojada hasta el depósito de Reforma. En este trabajo sólo se

muestreó el yacimiento de Reforma, del cual ya se disponía de un estudio microtermométrico de inclusiones fluidas (González-Ramos, 1984). Así, el estudio de microtermometría realizado en este trabajo se realizó sólo como verificación, por medio de un equipo con mayor precisión.

Se tomaron cinco muestras de yeso de la Formación Minas Viejas, en la localidad llamada Rancho Minas Viejas, ubicada aproximadamente a 40 km al N de Monterrey. Éstas se tomaron con el objetivo de obtener la composición isotópica en S de los sulfatos, para poder compararla con las composiciones isotópicas de las muestras de barita, celestina y azufre.

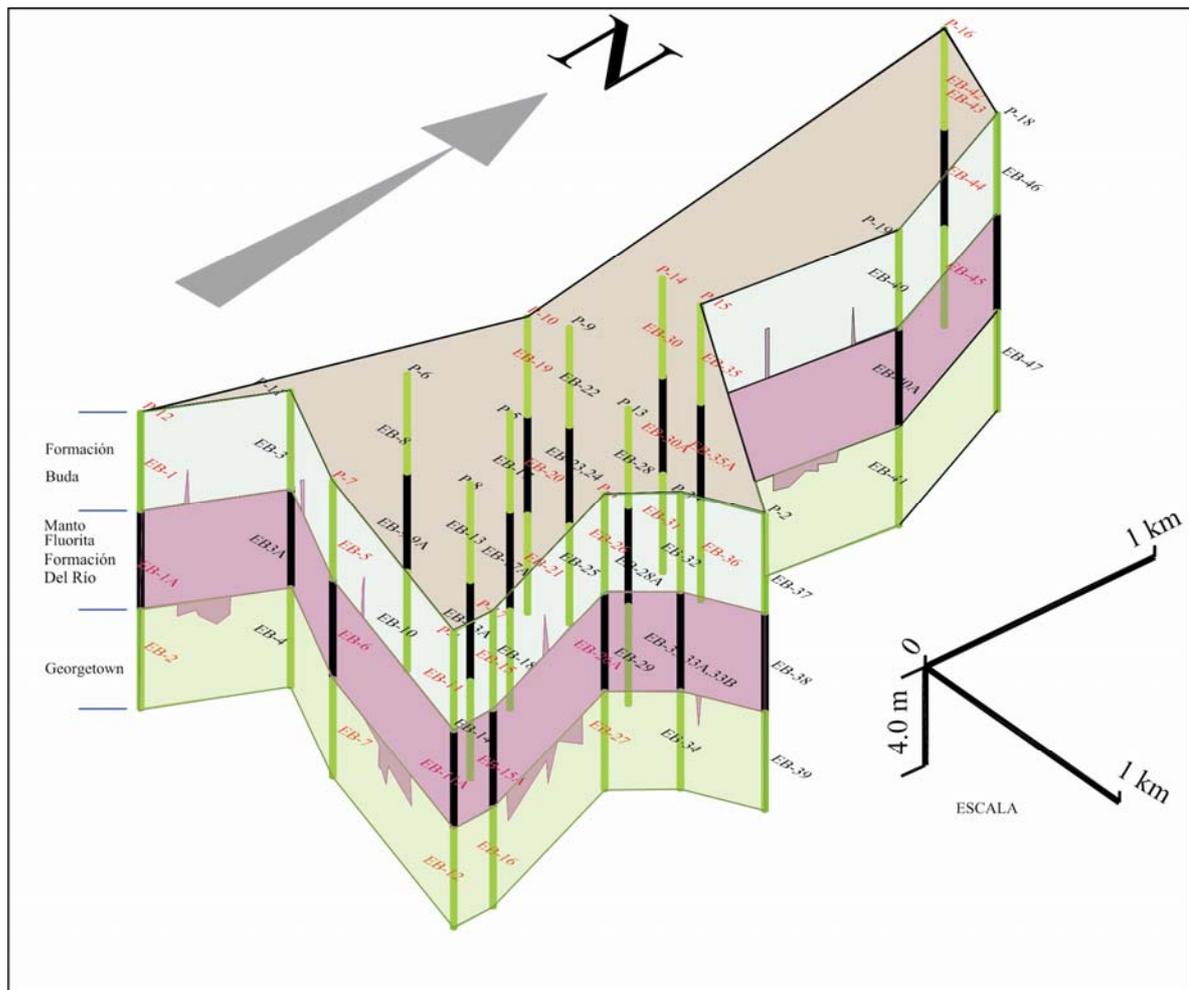


Figura II. 5 Distribución de muestreo en el área de La Encantada-Buenavista.

### II. 2.1.10 Área de Aguachile

En esta área con mineralizaciones de fluorita (Área A, Fig. II. 1), se presentan condiciones de mineralización diferentes de las de otras áreas con análoga mineralogía dominante. Aunque existen yacimientos claramente definibles como asociados a MVT, existen varias intrusiones riolíticas tabulares y dómicas con estructuras anulares. La característica de las mineralizaciones localizadas en las cercanías o en contacto con los intrusivos es que se presentan en zonas brechadas con intensa alteración hidrotermal, y muy posiblemente son producto de la removilización de fluidos ricos en F de los yacimientos MVT de fluorita preexistentes (González-Partida et al., 2003). Dentro de la categoría de los MVT se encuentran los depósitos de La Fácil y La Alicia, que presentan

altos contenidos en U, además de la abundante presencia de hidrocarburos en inclusiones fluidas. Entre los depósitos ligados a diques y domos riolíticos están los depósitos de Aguachiles y de Cuatro Palmas.

### II.3 Selección y preparación de muestras

Para el estudio de inclusiones fluidas, se separaron calcita, fluorita, celestina, barita y esfalerita, preparados en secciones gruesas doblemente pulidas con el método descrito en la unidad teórica presentada en el Anexo 1.

Se realizó la petrografía convencional y la aplicada a inclusiones fluidas, eligiéndose para microtermometría inclusiones fluidas de origen primario, verificando que estas no hubieran sufrido cambios post-atrapamiento (consultar anexo 1).

Los análisis microtermométricos se realizaron utilizando una platina de enfriamiento-calentamiento Linkam THMSG600 (rango de temperatura desde -196°C hasta 600°C), montada en un microscopio Olympus BX51, (Fig. II. 6).

Para las corridas microtermométricas se utilizó el procedimiento de secuencia para muestras de ambientes sedimentarios (Anexo 1).

El cálculo de las salinidades a partir de las temperaturas de fusión del hielo, se calcularon mediante la ecuación:

$$\text{Salinidad (peso \%)} = 0.00 + 1.78\theta - 0.0442\theta^2 + 0.000557\theta^3 \text{ ----- (Bodnar, 1992)}$$

Y para el sistema H<sub>2</sub>O-NaCl-CaCl<sub>2</sub> se utilizaron los diagramas de las figuras 13 y 14 del anexo (1), en el cual también se pueden ver detalles referentes a esta ecuación.

Las muestras para análisis de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  se separaron a mano bajo lupa binocular, seleccionándose granos puros de calcita, calizas, calcarenitas y dolomías. Las muestras separadas se lavaron con acetona y en ultrasonido durante 30 minutos, realizándose el procedimiento tres veces con cambio de acetona en cada lavado. Acto seguido se secaron en un horno a 50°C durante 24 horas y se pulverizaron en un mortero de ágata.

Para la preparación de las muestras para la determinación del  $\delta^{34}\text{S}$  se realizó el mismo procedimiento con celestina, barita, yeso, galena, y azufre nativo.

### II.4. Método experimental para análisis isotópicos

Para la determinación de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  se utilizó el procedimiento descrito por Kinga Révész et al. (2001, 2002), que consiste en utilizar  $400 \pm 20 \mu\text{g}$  de carbonato de calcio que se hace reaccionar con ácido fosfórico (H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>+CaCO<sub>3</sub>), utilizando el equipo de preparación de muestra Thermoquest-Finnigan Gas Bench II y el espectrómetro de masas de relación de isótopos de flujo continuo Delta Plus XL. La precisión alcanzada en este equipo es  $\leq 0.1 \text{ ‰}$  y  $\leq 0.2 \text{ ‰}$  a temperatura y tiempo de reacción de 26°C y entre 24 y 54 horas, respectivamente, tanto para isótopos de carbono como de oxígeno. Para el caso de muestras de dolomías o dolomita, el procedimiento es el mismo, sólo que la temperatura de reacción es 72°C.

La composición isotópica del carbono es reportada mediante la notación delta por mil ( $\delta$  ‰) con respecto al estándar VPDB (Vienna Peedee Belemnite) y la composición isotópica del oxígeno se reporta de igual manera, respecto al estándar VPDB y además se reporta en el estándar VSMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Los análisis isotópicos de C y O se realizaron en el Laboratorio de Espectrometría de Masas de Isótopos Estables del Instituto de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México.

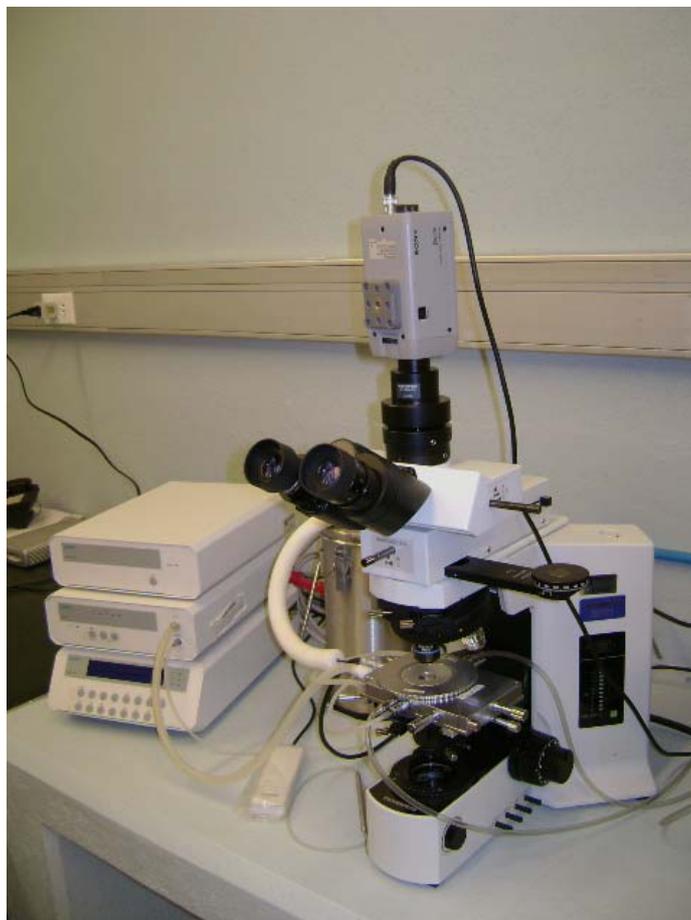


Figura II. 6 Equipo de microtermometría formado por platina de enfriamiento-calentamiento Linkam THMSG600 montada en un microscopio petrográfico Olympus BX50.

Para determinar la composición isotópica de azufre en sulfatos y sulfuros, éstos fueron calcinados con  $\text{CuO}$  a  $1000^\circ\text{C}$  para liberar  $\text{SO}_2$ . El  $\text{SO}_2$  se pasa por una trampa con metal de cobre a  $450^\circ\text{C}$  para prevenir la formación de  $\text{SO}_3$ .

El  $\text{SO}_2$  fue analizado en un espectrómetro de masas VG SIRA 10. La precisión de los análisis es superior a  $\pm 0.2\%$  y la composición isotópica de azufre es reportada mediante la notación delta por mil ( $\delta$  ‰) con respecto al estándar CDT (Canyon Diablo Troilite).

Los análisis se efectuaron en el Laboratorio General de Análisis de Isótopos Estables de la Universidad de Salamanca (España) y en el Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Nuevo México (Estados Unidos).

## CAPITULO III

### GEOLOGÍA DEL NORESTE DE MÉXICO

#### III.1 Estructuración de las cuencas mesozoicas del noreste de México

La configuración estructural y estratigráfica actualmente reconocible de esta región (Fig. III.1) inicia con el evento orogénico Ouachita-Marathon durante el Permo-Triásico (Goldhammer, 1999). A partir del mismo, la evolución paleogeográfica desde el Mesozoico hasta el Cenozoico del noreste de México se relaciona estrechamente con la apertura y evolución del Golfo de México (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Winker y Buffler, 1988; Wilson, 1990). El origen del Golfo de México se remonta al rompimiento del supercontinente Pangea durante el Triásico Superior – Jurásico Medio (Padilla y Sánchez, 1986b), con la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana. Ello condicionó la evolución estratigráfica de la región durante el Cretácico, hasta la Orogenia Larámide, entre el Cretácico Superior al Terciario Inferior (Goldhammer, 1999).

El rompimiento y separación de Pangea propició la formación de pilares y fosas tectónicas que contribuyeron a la distribución de altos y bajos estructurales que, a su vez, controlaron en adelante los patrones sedimentarios de la región (Padilla y Sánchez, 1986b), y posteriormente determinaron los estilos estructurales larámides (Wilson, 1990).

Los principales elementos tectónicos originados en esta región durante la etapa de *rifting* comprenden altos de basamento, entre los que destacan el Bloque de Coahuila, La Península de El Burro – Peyotes, el Archipiélago de Tamaulipas, y las Islas de La Mula y Monclova, así como bloques bajos de basamento que conforman la Cuenca de Sabinas (Fig.III.1). La composición litológica de los bloques es diferente debido probablemente a que estos son aloctonos, transportados por movimientos de fallas regionales con desplazamiento lateral.

El Bloque o Isla de Coahuila (Fig. III.1) es un alto de basamento que está intrusionado por rocas graníticas a granodioríticas de edad Permo-Triásica (Wilson *et al.*, 1984). Hacia el oeste, en el área del Valle de Acatita – Las Delicias, el Bloque de Coahuila presenta una sucesión volcanoclástica del Pennsilvánico Medio al Pérmico (McKee *et al.*, 1988; Wilson, 1990). Aunque no aflora su basamento se infiere que probablemente es Proterozoico por las firmas isotópicas de los intrusivos Permo-Triásicos (López *et al.* 2001). El Bloque de Coahuila está delimitado al norte por una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos, muy posiblemente activa durante la etapa de *rifting* del Triásico Tardío al Jurásico Tardío (Charleston, 1981; Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2007), y al sur está delimitado por La Cuenca de Parras (Fig. III.1). Actualmente, el área ocupada por el Bloque de Coahuila se caracteriza por la presencia de carbonatos de plataforma del Cretácico ligeramente deformados por la Orogenia Larámide (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Johnson, 1989; Johnson *et al.*, 1991).

El Archipiélago o Arco de Tamaulipas (Fig. III.1) se localiza al Este de la Cuenca de Sabinas y presenta una orientación NW. El basamento de este arco está constituido por intrusiones Permo-Triásicas consideradas como los remanentes de un arco de islas del Paleozoico (Goldhammer, 1999). Su límite oriental lo forma una falla regional lateral derecha, denominada Falla Tamaulipas – Chiapas (Pindell, 1985; Wilson, 1990).

La Península El Burro – Peyotes (Fig. III.1) constituye un alto de basamento al norte de La Cuenca de Sabinas, (en aparente continuidad con el Archipiélago de Tamaulipas Wilson, 1990), cuyo basamento está formado por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Superior. Está delimitada en su parte sureste por la Falla La Babia, la cual es una estructura lateral izquierda que estuvo activa durante la etapa de *rifting* continental del Triásico Superior al Jurásico Medio (Charleston, 1981).

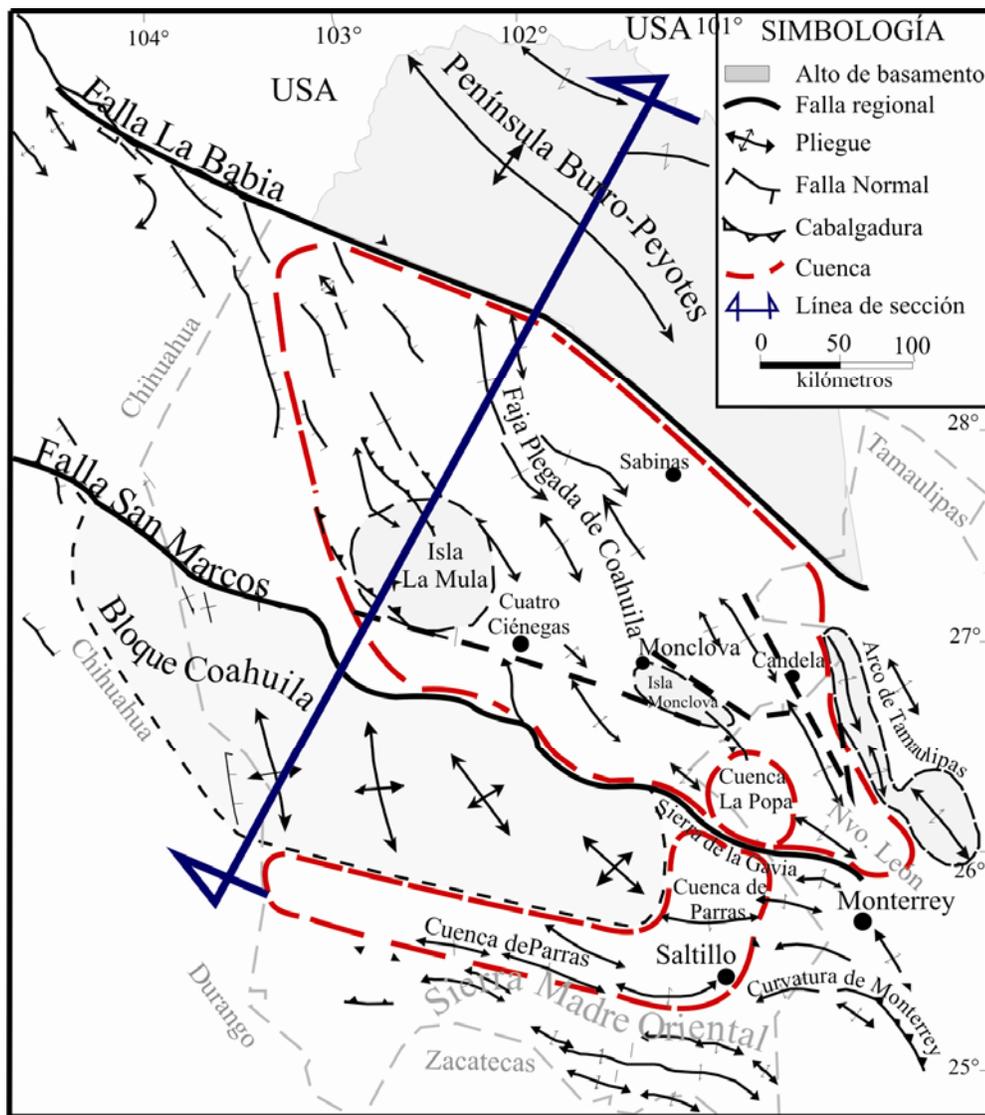


Figura. III.1. Configuración estructural y rasgos tectónicos del Noreste de México (estado de Coahuila y áreas adyacentes). Modificado de Chávez-Cabello *et al.* (2005).

La Cuenca de Sabinas (Fig. III.1) es una depresión delimitada por los bloques altos de Coahuila al sur, de El Burro – Peyotes al norte, y de Tamaulipas al este. Dentro de la cuenca se conocen dos áreas con intrusiones graníticas de edad Permo-Triásica, que corresponden a los altos de basamento de La Mula y de Monclova (Jones *et al.*, 1984; Wilson, 1990).

La deformación que caracteriza actualmente a la Península de El Burro – Peyotes, el Archipiélago de Tamaulipas y la Cuenca de Sabinas, incluyendo las islas de La Mula y Monclova (Fig. III.1), se conoce como la “Faja Plegada de Coahuila”, producida durante la Orogenia Larámide (Goldhammer, 1999). Esta faja plegada consiste en numerosos anticlinales aislados, orientados al NW y separados por amplios valles sinclinales. Anticlinales ramificados, con núcleos formados por diapiros de evaporitas y pliegues con doble vergencia son rasgos frecuentes y característicos de este estilo de deformación (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999).

Otras cuencas aledañas a la de Sabinas son las cuencas de Parras y La Popa (Fig. III.1), las cuales se desarrollaron durante el Cretácico Superior (Campaniano-Maastrichtiano). La Cuenca de Parras está limitada al norte y noreste por el Bloque de Coahuila y la Falla de San Marcos, y al sur y sureste por el frente de la Sierra Madre Oriental. La Cuenca de La Popa está limitada al norte, este y oeste por la Faja Plegada de Coahuila, y al sur por la Sierra de La Gavia que la separa de la Cuenca de Parras (Fig. III.1). Ambas cuencas presentan cerca de 5000 m de sedimentos siliciclásticos terrígenos marinos someros y deltaicos del Campaniano-Maastrichtiano pertenecientes al Grupo La Difunta (Padilla y Sánchez, 1986b; Goldhammer, 1999; Fig. III.2). En las porciones sur y este de la Cuenca de Parras, en las zonas próximas al frente de la Sierra Madre, las estructuras son muy alargadas, vergentes hacia el norte, y presentan pliegues apretados y cabalgaduras menores con ejes paralelos al frente de la sierra. Hacia el norte de estas áreas de la cuenca, la intensidad de la deformación es menor (Goldhammer, 1999). En la Cuenca de La Popa, la deformación se caracteriza por amplias elevaciones dómicas generadas por diapiros de sal y sinclinales erosionados (Johnson, 1989).

El evento orogénico del Cretácico Tardío al Paleógeno dió origen a las estructuras de la Sierra Madre Oriental (Fig. III.1), que se caracteriza por ser el área que presenta el más alto relieve en el noreste de México. Ésta está limitada al este por el Arco de Tamaulipas y al norte por la Cuenca de Parras (Padilla y Sánchez, 1986a). La sección deformada comprende la secuencia sedimentaria del Triásico Inferior – Cretácico Superior (Goldhammer, 1999). Las estructuras de esta región se distinguen por su gran variedad de pliegues con orientación E-W, isoclinales, con flancos verticales y pliegues vergentes hacia el norte, que pueden estar delimitados por cabalgaduras (Padilla y Sánchez, 1986a,b; Johnson, 1989; Eguiluz de Antuñano, 2001).

### III.2. Estratigrafía del Mesozoico

A partir de datos indirectos se infiere que en la Cuenca de Sabinas probablemente se depositaron capas rojas de grandes espesores del Jurásico Temprano (Grupo Huizachal; Goldhammer, 1999; Rueda-Gaxiola et al., 1999; Fastovsky et al., 2005). La acumulación de estas secuencias clásicas de *rift* probablemente se produjo en *grabens* y *semi-grabens*. También se produjo probablemente el emplazamiento de rocas volcánicas calcoalcalinas en las etapas iniciales e intermedias del desarrollo del *rift*, intercaladas con los conglomerados continentales (Garrison y McMillan, 1999). Posteriormente, se originó el depósito de evaporitas durante la primera transgresión marina hacia el centro de la cuenca (Padilla y Sánchez, 1986a, b).

En el transcurso del Calloviano al Oxfordiano Inferior se depositaron secuencias de transgresión marina compuestas por conglomerados, evaporitas intercaladas con rocas terrígenas de grano fino y carbonatos. Su espesor en conjunto sobrepasa los 2500 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). En el centro de la cuenca precipitaron principalmente evaporitas (anhidritas, yeso y sal), correspondientes a La Formación Minas Viejas (Eguiluz de Antuñano, 2001. Fig. III.2) con un espesor original de 1000 m (Goldhammer, 1999). Hacia el Archipiélago de Tamaulipas, la sal grada a anhidrita y carbonatos interdigitados hacia la base de La Formación Olvido, y a carbonatos de alta energía hacia su cima, con un espesor de 500 m en total (Eguiluz de Antuñano, 2001). En las áreas adyacentes a los bloques emergidos de basamento, en cambio, se desarrollan rocas de facies marinas someras compuestas por areniscas cuarzo-feldespáticas y conglomerados de la Formación La Gloria (Padilla y Sánchez 1986b; Eguiluz de Antuñano, 2001). Esta formación presenta espesores entre 50 y 100 m, y sobrepasa los 600 m en las proximidades de los bloques de basamento. Hacia el centro de la cuenca (Fig. III.2), la Formación La Gloria cambia transicionalmente hacia arriba a carbonatos de plataforma de La Formación Zuloaga (Oivanki, 1974).

Durante el Oxfordiano Superior, las facies de arenas de playa de La Formación La Gloria (Fig. III.2) continúan depositándose de forma simultánea a los carbonatos y evaporitas de La Formación Olvido (Padilla y Sánchez 1986b; Goldhammer, 1999).

Desde el Kimmeridgiano Inferior al Tithoniano, conforme aumenta la subsidencia de la cuenca, las formaciones La Gloria y Olvido son cubiertas por lutitas negras de la Formación La Casita (según Eguiluz de Antuñano, 2001) o Grupo la Casita (según Humphrey, 1956b). Ésta está integrada por tres miembros: (1) el miembro inferior contiene lutitas carbonosas que cambian a facies de arenas costeras hacia los márgenes de la cuenca, (2) el miembro intermedio contiene areniscas, interestratificadas con carbonatos, cuyo tamaño de grano aumenta hacia las orillas de la formación, y (3) el miembro superior está conformado por lutitas calcáreas negras y limolitas (Eguiluz de Antuñano, 2001). Los espesores de esta formación en su totalidad varían entre 60 y 800 m, y su edad abarca desde el Kimmeridgiano hasta la base del Berriasiano (Fig. III.2).

En el Cretácico Inferior se acumularon sedimentos clásticos marinos someros y marginales gruesos, areniscas y lutitas de La Formación Barril Viejo, con espesores de 250 a 350 m y una edad correspondiente al Hauteriviano Inferior (Eguiluz de Antuñano, 2001).

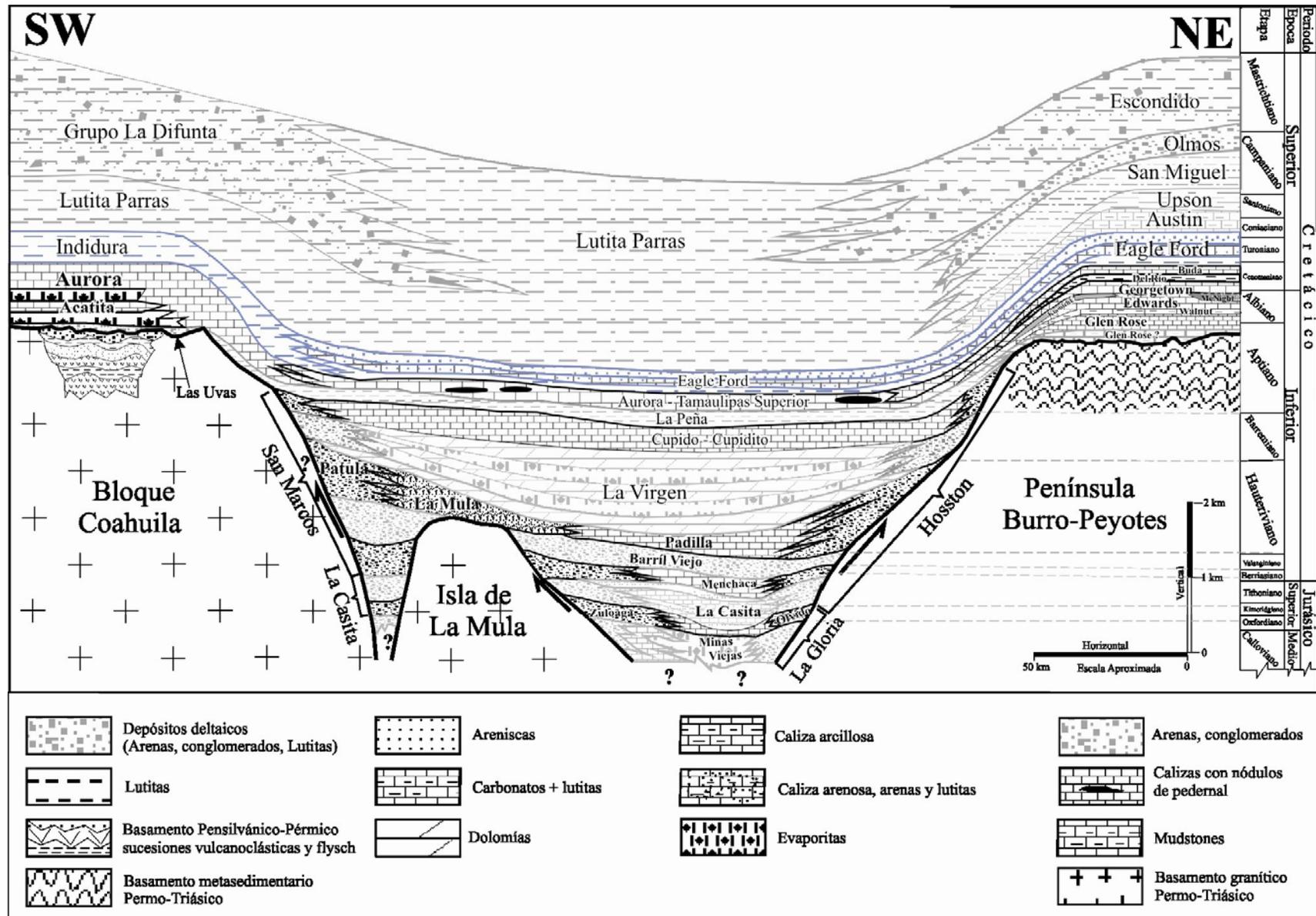


Figura III.2 Sección esquemática según trazo de la figura III.1. Interpretación a partir de la información de los autores mencionados en el texto, mostrando la configuración interna restituida (anterior a La Orogenia Larámide) de la cuenca mesozoica del noreste de México. La alternancia de formaciones con tramas de tonos claros u oscuros se corresponde con las épocas geológicas de la escala de tiempo a la derecha de la figura.

Hacia el sureste, esta formación cambia lateralmente a facies de carbonatos de plataforma marina de alta energía, correspondientes a la Formación Menchaca del Berriasiano (Imlay, 1940), con espesores entre 250 y 300 m. Más hacia el sureste, el cambio lateral de facies prosigue hacia facies de plataforma abierta y facies de cuenca, representadas por lutitas y carbonatos interestratificados de la Formación Taraises (Imlay, 1936; Goldhammer, 1999), con una edad asignada del Berriasiano al Hauteriviano Inferior y espesores entre 135 y 500 m (Goldhammer, 1999). En las inmediaciones de la Península El Burro – Peyotes se depositaron sedimentos terrígenos de la Formación Hosston, en facies fluviales (areniscas y conglomerados) con un rango de edad que abarca desde el Berriasiano hasta el Barremiano Superior. En los alrededores del Bloque de Coahuila y la Isla de La Mula, en cambio, se depositaron conglomerados y areniscas en ambientes continentales a transicionales y marinos someros de la Formación San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001), con espesores de 1000 m (Chávez-Cabello *et al.*, 2005, 2007), cuya acumulación es sincrónica a la Formación Hosston (Eguiluz de Antuñano, 2001, Fig. III.2).

Durante el intervalo del Hauteriviano Superior al Barremiano, se depositó la Formación Padilla en su facies arrecifal (¿base de la Formación Cupido?), con un espesor promedio de 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001, y referencias en éste). Hacia el noreste, la Formación Padilla cambia a carbonatos de facies lagunar con predominio de dolomías. Para este tiempo (Hauteriviano Superior), la Península El Burro – Peyotes había sido cubierta en gran parte por la Formación Hosston en su facies de llanura aluvial, con alcance temporal hasta el Barremiano Inferior. Sincrónicamente, se depositaron sedimentos clásticos de la Formación La Mula hacia el noroeste de la cuenca, que cubren la Isla de La Mula (Imlay, 1940). Esta formación se adelgaza hacia mar abierto al este y sureste de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2001), y hacia el Bloque de Coahuila grada a areniscas de la Formación Pátula (Fig. III.2).

Durante el Barremiano Superior se desarrolló el arrecife de la Formación Cupido, cuya formación se extiende hasta mediados del Aptiano. Este arrecife actuó como barrera física, restringiendo la circulación del agua marina hacia la Cuenca de Sabinas, ocasionando la instalación de un ambiente de *sabkha* y la formación alternada de carbonatos y evaporitas de la Formación La Virgen, con espesores entre 600 y 800 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). Esta formación presenta tres unidades dolomíticas separadas por dos unidades de evaporitas y cambia de facies hacia las formaciones Hosston y San Marcos hacia el norte y sur, respectivamente (Fig. III.2). Hacia el este y sureste del arrecife, se depositaron simultáneamente a la Formación La Virgen carbonatos pelágicos de la Formación Tamaulipas Inferior (Eguiluz de Antuñano, 2001).

El crecimiento del arrecife de la Formación Cupido continuó durante el Aptiano Inferior, mientras que en el lado tras-arrecifal se formaron carbonatos de facies lagunares de alta energía pertenecientes a la Formación Cupido (Wilson y Piali, 1977), con un espesor de 250 m acunándose hacia el noroeste. Hacia el lado este del arrecife continuó la deposición de la Formación Tamaulipas Inferior, en tanto que el Bloque de Coahuila (último rasgo en la región que permanecía emergido como isla) fue bordeado por una franja angosta de arenas de playa perteneciente a la Formación San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001) (Fig. III.2).

El Aptiano Superior se caracteriza por registrar un incremento en el nivel del mar que cubrió inclusive el Bloque (o Isla) de Coahuila. Tal transgresión está representada por las lutitas de la Formación La Peña, que es usada como control bioestratigráfico regional, con espesores variables de hasta 200 m, dependiendo de la topografía anterior a su depósito. Hacia el sur y este, esta formación cambia lateralmente a facies de cuenca profunda (lutitas negras y calizas arcillosas con pedernal) de la Formación Otates (Tinker, 1985). En las zonas de menor profundidad de los ya sumergidos bloques de Coahuila y El Burro – Peyotes, se depositó la Formación Las Uvas, que consiste en areniscas ricas en carbonatos con espesores de hasta 15 m, descansando discordantemente sobre rocas del basamento (Fig. III.2; Lehmann *et al.*, 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001).

Durante el Albiano-Cenomaniano continuó la subsidencia del área. Ello propició, en la parte oriental de la cuenca, la depositación de capas delgadas y gruesas de *mudstone* a *wackestone* con pedernal de la Formación Tamaulipas Superior del Albiano, con espesores entre 100 y 200 m. Hacia los bordes del Bloque de Coahuila, la Formación Tamaulipas Superior cambia a facies de carbonatos de plataforma de la Formación Aurora (Goldhammer, 1999, y referencias en éste), con espesores entre 500 y 700 m (Vinet, 1975). Sobre el Bloque de Coahuila, la Formación Aurora configuró una laguna en la que se depositó una secuencia que inicia con una caliza masiva de bioclastos, de 60 a 80 m de espesor, que cambia verticalmente a una alternancia de evaporitas con dolomías de aproximadamente 500 m de espesor, asignada a la Formación Acatita de edad Albiano Inferior-Medio (Lehmann *et al.*, 1999, y referencias en éste). La Formación Acatita está cubierta por el miembro superior de la Formación Aurora (Goldhammer, 1999), con espesores de 190 a 260 m y alcance temporal hasta el Cenomaniano. La Formación Aurora es equivalente a la Formación Georgetown del Albiano Superior a inicios del Cenomaniano, formada por calizas micríticas con nódulos de pedernal y espesores de 80 a 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). Padilla y Sánchez (1986 a,b) menciona que es probable que en el Bloque El Burro – Peyotes hayan existido condiciones semejantes a las del Bloque Coahuila, y que la Formación McKnight sea equivalente a la Formación Acatita (Fig. III.2).

Hacia la parte norte-central de la cuenca, simultáneamente a las formaciones arriba mencionadas, se depositaron las formaciones Del Río y Buda, equivalentes al miembro superior de la Formación Aurora (Fig. III.2). La Formación Del Río se formó en el Cenomaniano Inferior a Medio y contiene lutitas y areniscas de grano fino, con espesores desde 40 m en sus porciones norte y noreste, y hasta 5 m hacia su porción sureste. La Formación Buda consiste en lodolitas calcáreas de cuenca, con espesores de 10 a 50 m y una edad correspondiente al Cenomaniano Superior (Eguiluz de Antuñano, 2001, y referencias en éste).

La Formación Kiamichi (o Sombrerito según Eguiluz de Antuñano, 2001) consiste en una intercalación de lutitas y calizas. Esta formación genera dudas acerca de su ubicación estratigráfica, ya que Winker y Buffler (1988) y Lehmann *et al.* (1999) consideran que se ubica sobreyaciendo a la Formación Tamaulipas Superior e infrayaciendo a la Formación Georgetown, pero Humphrey (1956b), Ramírez (1966),

Aguayo (1978) y Eguiluz de Antuñano (2001) consideran que la Formación Georgetown es sincrónica a las formaciones Tamaulipas Superior y Aurora.

A fines del Cenomaniano y durante el Turoniano se depositó un paquete de 300 m de espesor de lutitas negras con calizas arenosas y areniscas calcáreas intercaladas, pertenecientes a la Formación Eagle Ford (Eguiluz de Antuñano, 2001). Hacia las porciones sur y sureste de la cuenca, esta formación cambia lateralmente a facies de plataforma de las formaciones Indidura y San Felipe, respectivamente (Eguiluz de Antuñano, 2001; Fig. III.2).

Entre el Coniaciano y el Santoniano Medio, el nivel del mar descendió, de tal manera que se incrementó la formación de carbonatos y disminuyó la de lutitas. En este contexto se depositó la Formación Austin (Fig. III.2), con espesores entre 200 y 300 m. Ésta presenta, además, intercalaciones en capas delgadas de bentonita (Padilla y Sánchez, 1986b; Eguiluz de Antuñano, 2001). La Formación Indidura se depositó entre el Cenomaniano Superior y el Santoniano, y es correlacionable con las formaciones Eagle Ford y Austin en la parte norte de la Cuenca de Sabinas (Goldhammer, 1999).

A partir del Santoniano Medio se empiezan a apreciar los efectos de la Orogenia Larámide, al formarse las cuencas interiores (área Sabinas – Olmos y las cuencas de Parras y de La Popa) y al producirse el depósito de formaciones típicas de ambientes de planicies aluviales continentales y complejos deltaicos.

La Formación Upson (Fig. III.2), depositada entre el Santoniano Superior y el Campaniano Medio (Padilla y Sánchez, 1986b), está constituida por lutitas con espesores de 100 a 150 m, formadas en un ambiente de prodelta y correlacionables con la Lutita Parras al sur (Eguiluz de Antuñano, 2001).

La Formación San Miguel (Fig. III.2), del Campaniano Medio al Maastrichtiano Inferior según Padilla y Sánchez (1986b), o bien del Santoniano Superior al Campaniano Inferior según Eguiluz de Antuñano (2001), está constituida por una alternancia de sedimentos progradacionales arenosos y arcillosos con un espesor de hasta 400 m, formados en un ambiente de frente de delta (Eguiluz de Antuñano, 2001).

La Formación Olmos (Fig. III.2), del Maastrichtiano Medio según Padilla y Sánchez (1986b), o bien del Campaniano Superior según Eguiluz de Antuñano (2001), consiste de areniscas y contiene importantes yacimientos de carbón. Esta formación es correlacionable con el Grupo La Difunta de la Cuenca de La Popa y se depositó entre el Maastrichtiano y el Paleoceno (Padilla y Sánchez, 1986b).

Durante el Maastrichtiano Superior, La Formación Escondido acumuló un espesor de 800 m de areniscas conglomeráticas y carbón en su base (Padilla y Sánchez, 1986b), y se correlaciona con el Grupo La Difunta de la Cuenca de La Popa (Eguiluz de Antuñano, 2001; Fig. III.2), sin embargo, Vega et al., (2007) sugiere con base a evidencias bioestratigráficas, que la parte superior de la Formación Escondido puede tener alcances hasta el Eoceno Inferior. Posteriormente se acumulan productos sedimentarios en ambientes lacustres y deltaicos propios de un mar en regresión.

## CAPITULO IV

### ***DISTRIBUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DE LOS DEPÓSITOS MVT DE CELESTINA, BARITA, FLUORITA Y ZINC-PLOMO EN EL NORESTE DE MÉXICO.***

#### **IV. 1 Descripción y distribución regional de la mineralización**

Los yacimientos estratoligados identificados como pertenecientes al tipo MVT o asociados en el Noreste de México presentan una mineralogía simple, y normalmente son depósitos monominerales de celestina, barita, fluorita, y de Zn-Pb  $\pm$  barita, con minerales de ganga como yeso tardío, calcita, arcillas, así como minerales de uranio en cantidades subordinadas en algunos depósitos de fluorita. Los depósitos de celestina, barita y fluorita presentan sus contactos bien definidos con la roca encajonante y no existe una disminución gradual de la mineralización hacia la roca encajonante ni en las mineralizaciones estratoligadas, ni en las brechas, fracturas o rellenos kársticos. En cuanto a alteraciones hidrotermales, los depósitos identificados sólo presentan escasa dolomitización y/o silicificación. Ahora bien, los depósitos de Zn-Pb, constituidos esencialmente por sulfuros suelen presentar una acusada alteración supergénica con la consiguiente alteración de los sulfuros a óxidos, carbonatos y sulfatos.

Partiendo de una investigación minuciosa de más de 500 informes técnicos relacionada a los yacimientos minerales de celestina, barita, fluorita y plomo-zinc en el noreste de México, Puente-Solís (2007) realizó una discriminación de yacimientos que presentan características propias de los depósitos MVT de aquellos que de alguna manera tienen alguna relación con sistemas hidrotermales asociados a magmatismo. De dicha información se obtuvo un mapa con la distribución geográfica de estos depósitos. Ésta cubre la totalidad del estado de Coahuila y algunas pequeñas porciones de los estados de Chihuahua, Durango, Nuevo León y Zacatecas (Fig. IV. 1). La distribución de los yacimientos MVT y asociados en la zona presenta una marcada tendencia a formar grupos con predominio de un tipo mineralógico en específico. Además, es remarcable que tal predominio constituye prácticamente una exclusividad. Es decir, el grupo geográfico en el que predominan los yacimientos de fluorita, por ejemplo, presenta sólo algunos pocos yacimientos de otro mineral, como Zn-Pb o celestina (Fig. IV. 1).

De la misma manera, el grupo que forman los yacimientos de celestina en el cual existe poca o nula presencia de barita, fluorita y zinc-plomo.

Los depósitos de celestina muestran una tendencia a formarse principalmente en las rocas carbonatadas de plataforma Albiana correspondientes a la Formación Aurora, en las facies evaporíticas asociadas (Formación Acatita) y/o en formaciones equivalentes en tiempo. Éstos se localizan preferencialmente sobre el Bloque de Coahuila (Fig. IV. 1). Existe otro grupo de depósitos de celestina localizado en la Cuenca de Parras, al sur del Bloque de Coahuila, siguiendo un alineamiento NW.

Grupos formados por un menor número de estos depósitos se encuentran distribuidos en las áreas de Berrendos, aquí, estos se hospedan en la cima de la Formación La Virgen (Barremiano), así como sobre la Paleopenínsula de El Burro-Peyotes en el área de El Tule Fig. IV. 1)

Los depósitos de barita son localizados en la parte interna de la cuenca de Sabinas (Fig. IV. 1) y están hospedados en evaporitas y carbonatos de plataforma que correponden a las formaciones Cupido (Cupidito) y La Virgen, de edad Barremiano a Aptiano Temprano.

Los principales depósitos de barita de esta área son los de Reforma, Berrendos, y Sierra de Santa Rosa. Los yacimientos de barita de Berrendos están asociados en espacio con depósitos estratiformes de Zn-Pb en la base de la Formación La Virgen. En la Sierra de Santa Rosa, son mantos estratiformes hospedados en las facies evaporíticas de la Formación Cupido (Cupidito) o posiblemente en la facies de transición entre las formaciones Cupido y La Virgen.

En la misma área, pero en un nivel estratigráfico más alto (Formación Aurora), hay depósitos de Zn-Pb en forma de relleno de fracturas y pequeñas cavidades kársticas (Fig. IV. 2).

Los depósitos de Berrendos muestran un zoneamiento vertical de la base a la cima de la Formación La Virgen que conciste en mineralización de barita + Zn-Pb, a celestina + azufre nativo (Fig. IV. 2).

Existen algunos depósitos de barita distribuidos de manera dispersa en las inmediaciones de la Sierra Madre Oriental y en la Cuenca de Parras (Fig. IV. 1)

Hay una alta concentración de depósitos estratiformes de fluorita sobre la plataforma de El Burro-Peyotes (Fig. IV. 1), éstos se hospedan en rocas del Grupo Washita (equivalente a la Formación Aurora, Cenomaniano), en el contacto entre las formaciones Del Río y Georgetown, además, es frecuente la presencia de mineralización económica de fluorita rellenando paleokarst en la Formación Georgetown (Fig. IV. 2).

Las formaciones Georgetown y Del Río consisten de carbonatos de plataforma y lutitas respectivamente, de esta manera, esta ultima formación actuó como sello para los fluidos mineralizantes.

De los cuatro grupos de yacimientos presentes en la zona, el grupo representado por los depósitos de Zn-Pb son los que presentan mayor dispersión ya que se encuentran en casi toda la extensión de la Cuenca de Sabinas, siguiendo la misma orientación que ésta, es decir, una tendencia NW-SE (Fig. IV.1).

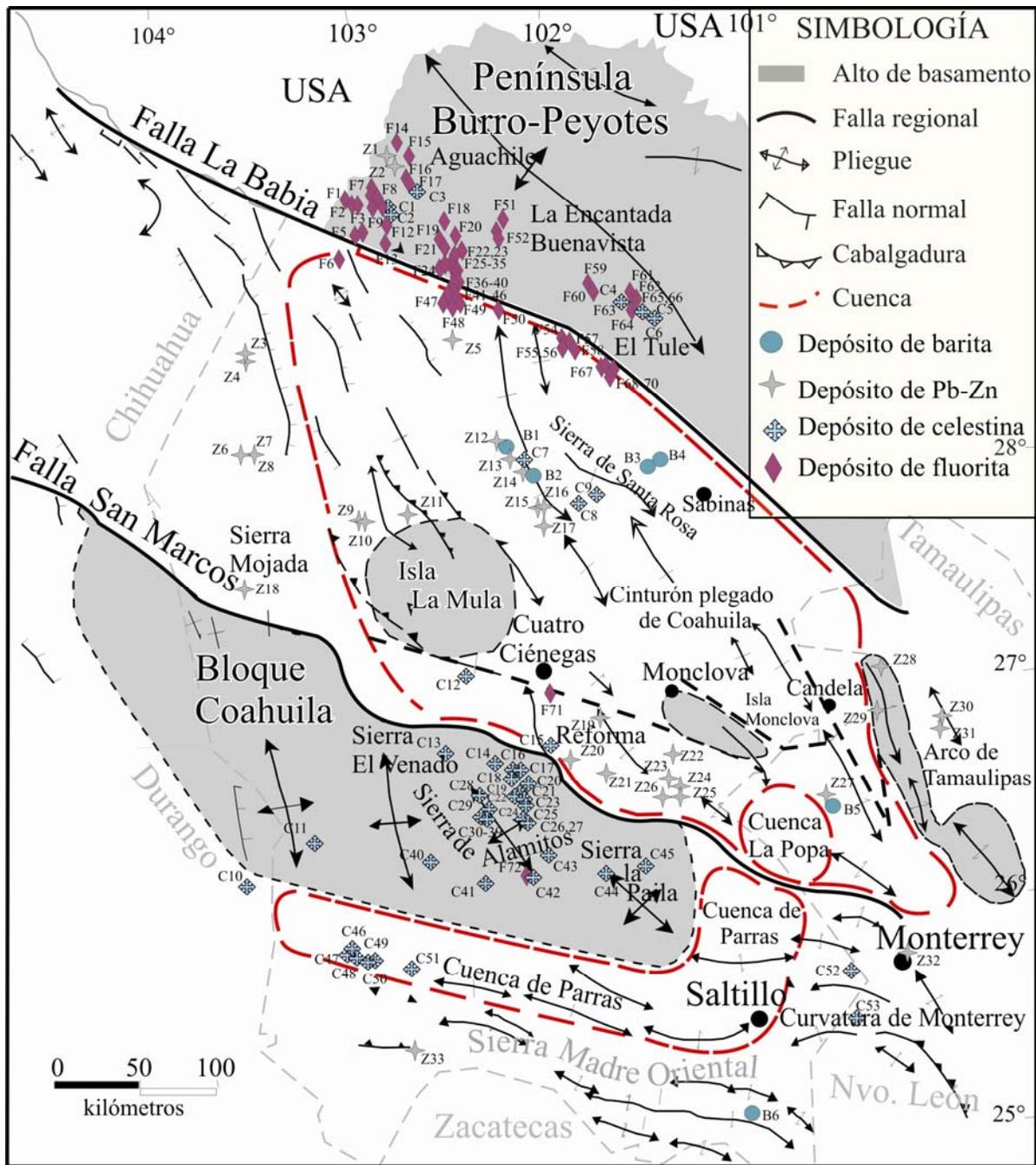


Figura IV. 1 Distribución de los depósitos MVT en relación a los rasgos paleogeográficos. La nomenclatura de los yacimientos esta acotada por un número al cual le antecede una letra, donde: las letras B, C, F y Z significan, barita, fluorita, celestina y zinc-plomo respectivamente. Base estructural y paleotopográfica modificada de Chávez, et al. 2005. Distribución de yacimientos modificada de Puente-Solís (2007).

**Claves:**

**Depósitos de barita:** (B1) Sierra de Santa Rosa (Barosa); (B2) San Juan; (B3) María Elena, El Palmito, Santa Rosa, El Potrero; (B4) El Cedral; (B5) Mina; (B6) La Luz.

**Depósitos de Zn-Pb:** (Z1) Puerto Rico; (Z2) Carmen; (Z3) Diamantina; (Z4) San Lorenzo; (Z5) Cerritos I and II; (Z6) Viky, Santa Elena, La Cruz; (Z7) La Esperanza; (Z8) Dos Hermanos; (Z9) San Francisco; (Z10) Puerto Arturo; (Z11) La Bayoneta; (Z12) El Porvenir; (Z13) Carrizalejo; (Z14) Las Águilas; (Z15) Cedro I; (Z16) Las Torres, Las Torres I; (Z17)

El Cedro; (Z18) Agrupamiento Fortaleza; (Z19) Agrupamiento Reforma; (Z20) La Luz; (Z21) Nueva Reforma; (Z22) Roca Verde; (Z23) Roca Flores; (Z24) Roca Rica, San Eugenio, Rama Azul; (Z25) Rincón Rojo; (Z26) Bonanza; (Z27) Agrupamiento Mina; (Z28) Sacramento; (Z29) Minas Viejas; (Z30) Nuevo México, La Carmencita; (Z31) La Cucaracha; (Z32) El Diente, Victoria I and II; (Z33) El Socorro.

**Depósitos de celestina:** (C1) Oasis; (C2) Elvia; (C3) Max II; (C4) El Gari, El Cuadrangular; (C5) El Tule; (C6) La Victoria; (C7) Santa María; (C8) Las Peñitas; (C9) La Noria; (C10) Pirámide III; (C11) La Candelaria; (C12) Angélica; (C13) El Lucero; (C14) San Marcos; (C15) Blanquita; (C16) San José; (C17) Sotolito; (C18) Ocotillo; (C19) San Fernando; (C20) El Quemado; (C21) Ampliación San Marcos, Prospecto 5; (C22) Australia; (C23) Montejano I; (C24) Montejano II; (C25) El Latrisco; (C26) La Bola; (C27) La Carroza; (C28) La Tinaja; (C29) San Lorenzo; (C30) El Venado; (C31) Campo Patricio 2; (C32) Campo Patricio 1; (C33) El Diablo; (C34) El Volcán; (C35) Campo Patricio 4; (C36) Campo Patricio 3; (C37) Campo Patricio 5; (C38) La Chenta Norte; (C39) La Chenta Sur; (C40) El Caviar; (C41) La Guadalupana; (C42) La Ilusión; (C43) Del Rincón; (C44) La Yesuda; (C45) San Agustín; (C46) La Discordia; (C47) San Lorenzo 3; (C48) San Luis; (C49) Santo Tomás; (C50) Cerro Bola; (C51) La Milagrosa; (C52) La Flor; (C53) Ampliación La Flor.

**Depósitos de fluorita:** (F1) San Genaro, Evelyn, Evelyn 2; (F2) Tres Hermanos; (F3) Ponchito; (F4) La Bonita; (F5) Josefina; (F6) Navideño 4; (F7) Ima, Último; (F8) Totopos 1; (F9) Oasis 4; (F10) Aries 1; (F11) Peñón Blanco; (F12) El Otomí; (F13) Osiris; (F14) Santa Anita; (F15) Santa Anita 2; (F16) Un Día De Estos 1 and 3; (F17) El Jardín; (F18) Minas Fronterizas; (F19) Lorena; (F20) San Felipe; (F21) Nueva York; (F22) Santa María; (F23) La Victoria; (F24) Susana; (F25) Las Indias; (F26) Bonanza; (F27) Alba Iris; (F28) Pandita, Tohui; (F29) San Cristóbal; (F30) Los Fresnos; (F31) Cinco Hermanos; (F32) Arquímedes; (F33) Europa; (F34) Graciela; (F35) Las Carmelas; (F36) Navidad, Año Nuevo; (F37) San Cachito; (F38) Kentucky; (F39) María; (F40) San Pedro; (F41) San Miguel 1; (F42) Los Buras; (F43) El Número Nueve; (F44) Cerro Colorado; (F45) La Paloma; (F46) El Patrón; (F47) La Purísima – El Paso; (F48) Los Cuates; (F49) Fátima; (F50) La Güera, La Güera 1, La Gorriona 3; (F51) Amigos; (F52) Gaby; (F53) Ataco; (F54) El Alto; (F55) Rosalba; (F56) San Roberto 2; (F57) San José; (F58) San Rafael, San Rafael 1; (F59) El Güero, El Güero 1; (F60) Camarón 2, Camarón 14; (F61) Alcón 0-3; (F62) El Gari, El Cuadrangular, Alcón 0-4; (F63) Las Delias; (F64) Tayoltita; (F65) La Macarena, Valencia; (F66) La Muralla; (F67) Sofito Tercero; (F68) Chubasco 1, Chubasco 2; (F69) La Mariposa 1, 2, 3 and 4; (F70) San Antonio; (F71) Sierra San Marcos, Pinos (La Becerra); (F72) La Reina, Los Amigos; (F73) Eva 13; (F74) Margarita 4.

## IV.2. Distribución estratigráfica de la mineralización

### IV.2.1 Mineralizaciones encajonadas en la Formación La Virgen

En la base de la Formación La Virgen (Barremiano Inferior) se hospedan los cuerpos minerales estratoligados estratigráficamente más profundos conocidos en la actualidad del Noreste de México. Estos cuerpos están constituidos por barita y sulfuros de Pb-Zn (Fig. IV. 5) y se localizan casi en el contacto con la Formación La Mula (Fig. IV.2 y IV. 3). Los cuerpos de barita son estratiformes, presentan textura nodular con tamaños de orden milimétrico a centimétrico, y colores entre blanco lechoso y gris claro. Estos depósitos presentan la mineralización con intenso fracturamiento relleno de sulfuros de Pb-Zn con texturas botrioidales y dendríticas (Fig. IV. 6) en proceso de oxidación supergénica. (Esto puede sugerir que la mineralización de barita puede ser preorogénica y deformada durante la orogenia con el posterior depósito de la mineralización de Zn-Pb rellenando las fracturas) En general, la zona mineralizada en la Formación La Virgen se caracteriza por la presencia de fracturas con mineralización de Pb-Zn, orientadas NW-SE.

En la cima de La Formación La Virgen (Barremiano Superior) se alojan cuerpos estratoligados de escasos metros de espesor de celestina con formación tardía de azufre nativo. La mineralización se presenta en el cambio litológico entre rocas carbonatadas y evaporitas de yeso. Tanto los yacimientos de celestina-azufre como los de barita-Pb-Zn, afloran en el área conocida como Potrero de Berrendos, ubicada en la zona central de la Cuenca de Sabinas (Fig. IV.1 y IV.5).

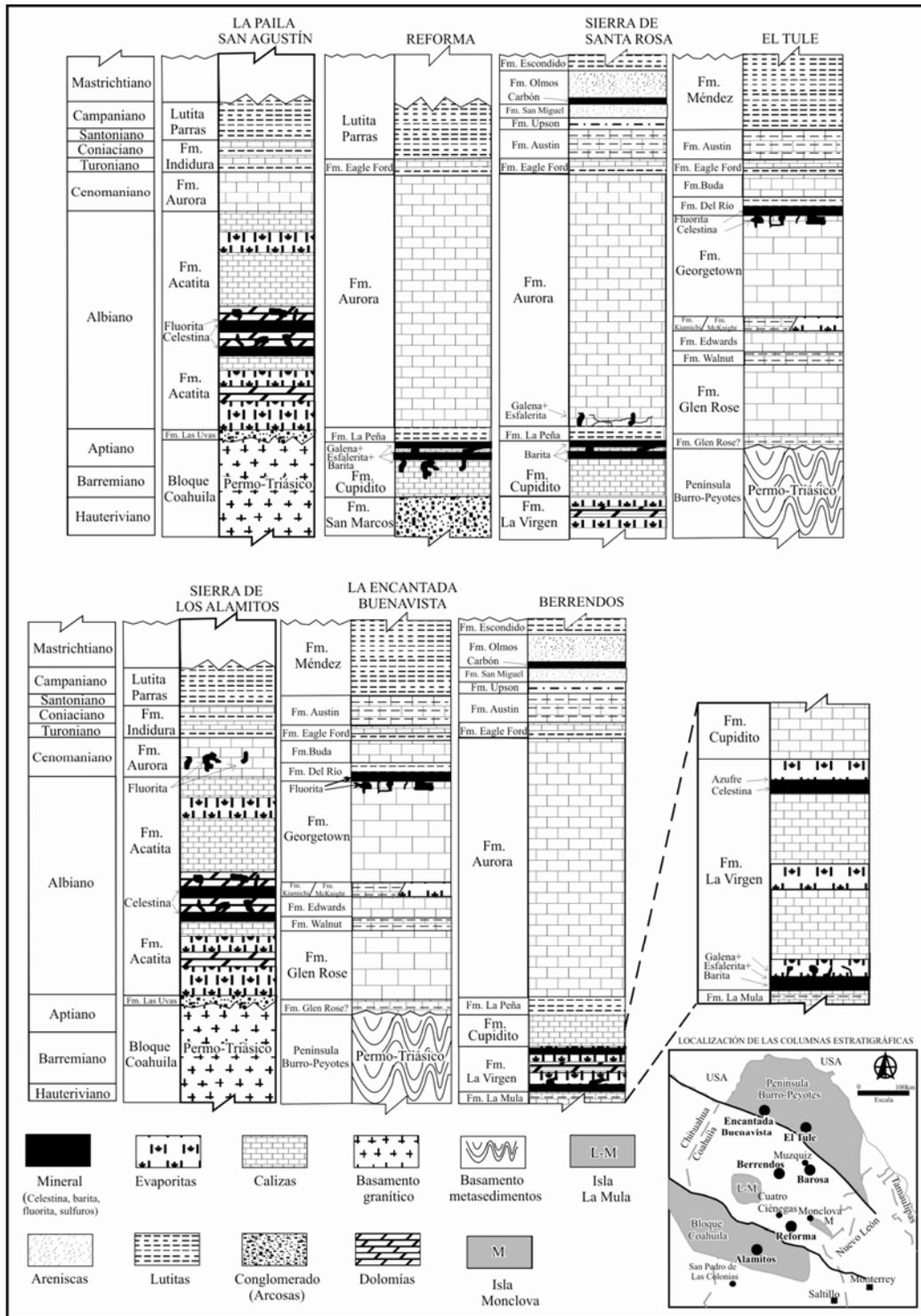


Figura IV. 2 Columnas estratigráficas mostrando la distribución de las mineralizaciones MVT. Para la localización de cada columna, ver el cuadro de localización en la esquina inferior derecha.

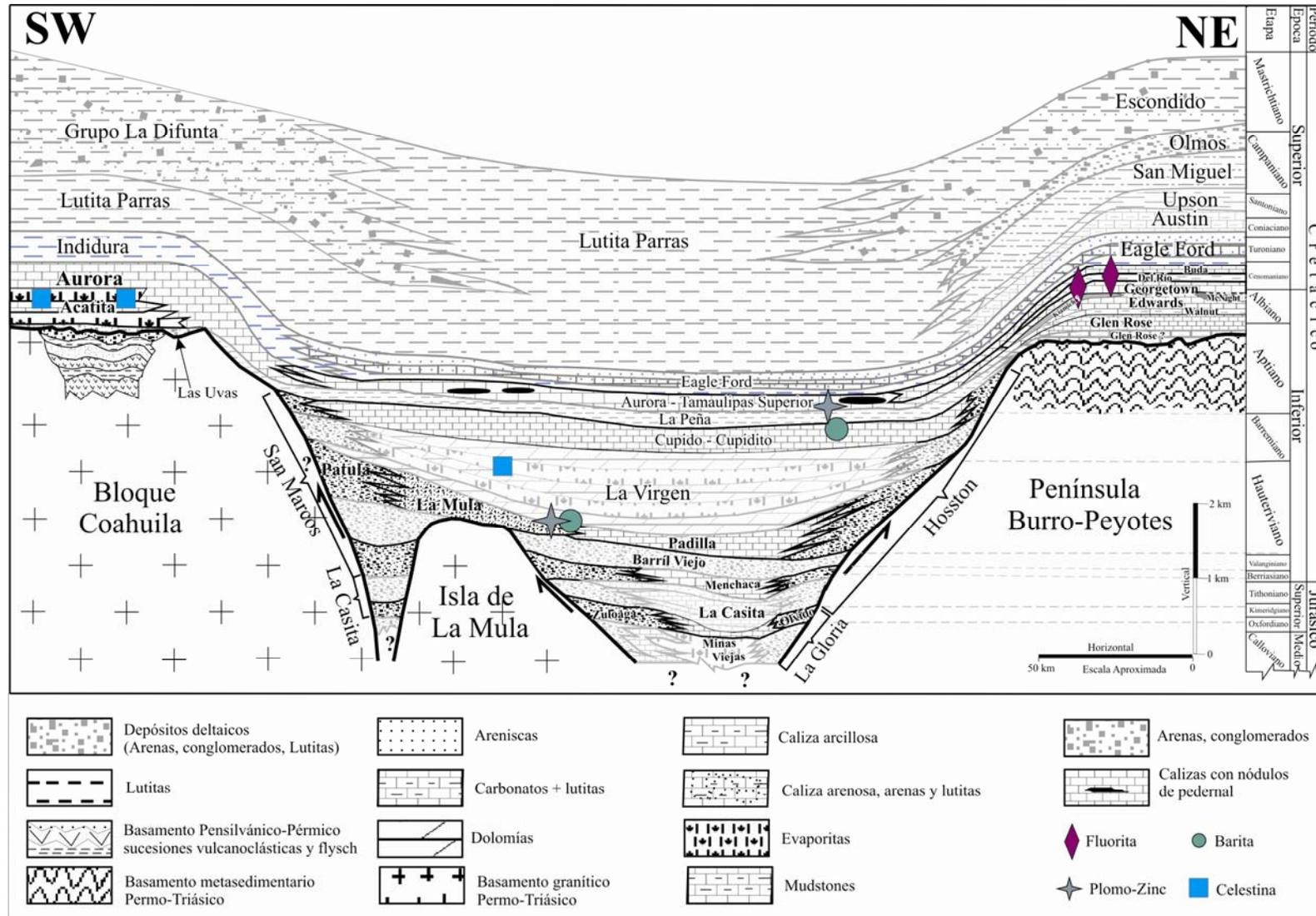


Figura IV. 3 Sección transversal esquemática según trazo de la figura III.2. Distribución estratigráfica de la mineralización

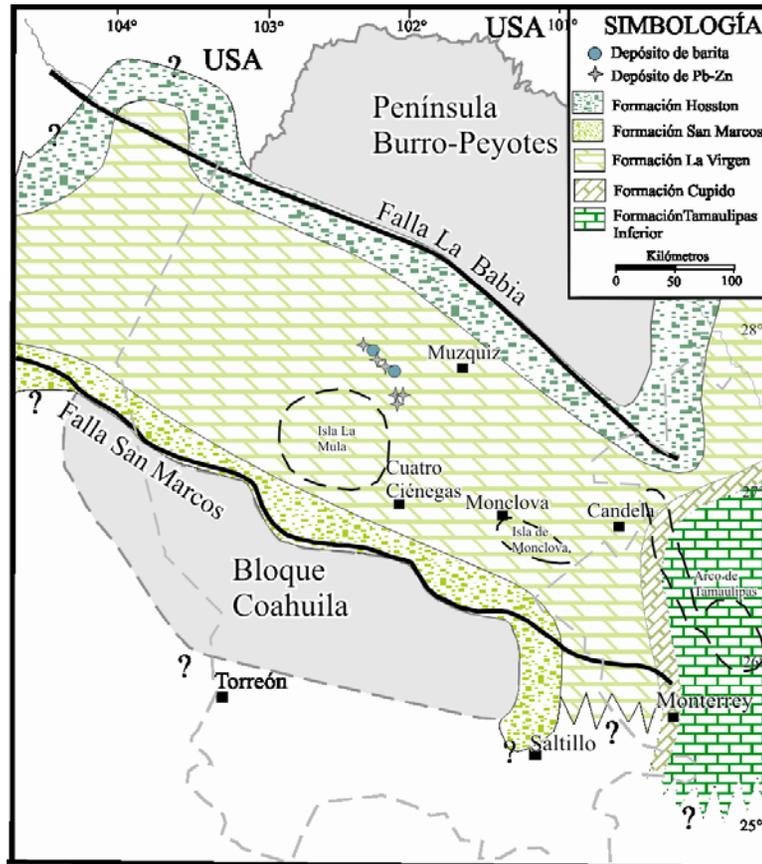


Figura IV. 4 Distribución de las mineralizaciones de barita y Zn-Pb en la base de la Formación La Virgen (Barremiano). Se muestran los rasgos paleogeográficos de la época. Modificado de Eguiluz de Antuñano (2001). La localización de estos depósitos es relevante en cuanto a su posición geográfica y estratigráfica pero su emplazamiento no es sincrónico a la formación que los hospeda.

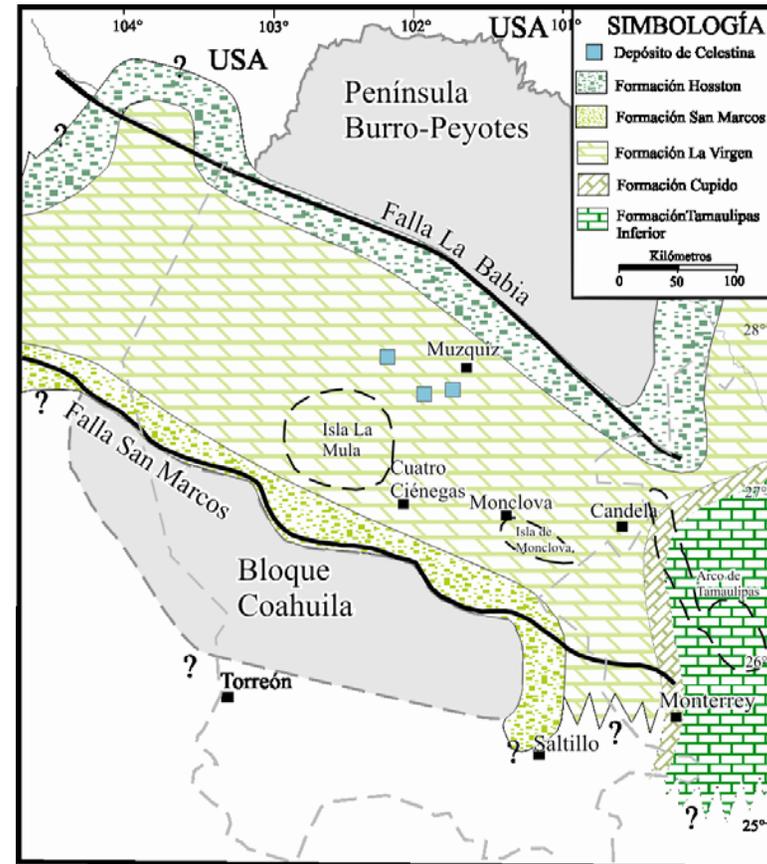


Figura IV. 5 Distribución de las mineralizaciones de celestina en la cima de la Formación La Virgen (Barremiano). Se muestran los rasgos paleogeográficos de la época. Modificado de Eguiluz de Antuñano (2001). La localización de estos depósitos es relevante en cuanto a su posición geográfica y estratigráfica pero su emplazamiento no es sincrónico a la formación que los hospeda.

### IV.2.2 Mineralizaciones encajonadas en la Formación Cupidito

Encajonadas en la Formación Cupidito (Aptiano Inferior) se encuentran diversas mineralizaciones de Pb-Zn y/o de barita. Los cuerpos de Pb-Zn de menor tamaño se presentan en forma de mantos estratoligados, concordantes con la estratificación, mientras que los de mayor tamaño se encuentran en forma de rellenos de paleokarsts. El contacto de las mineralizaciones con las rocas encajonantes es abrupto, aunque cuando los sulfuros se encuentran oxidados o en proceso de oxidación, las rocas encajonantes adoptan tonalidades rojizas y amarillentas aparentando un falso contacto transicional. Hospedados en esta formación se encuentran algunos de los yacimientos de Pb-Zn más importantes del área de estudio, como El Diente en Nuevo León, o Sierra Mojada y Reforma en Coahuila. Cabe señalar que la distribución de la Formación Cupidito abarca prácticamente todo el largo y ancho de la Cuenca de Sabinas (Fig. IV.1, IV. 7).

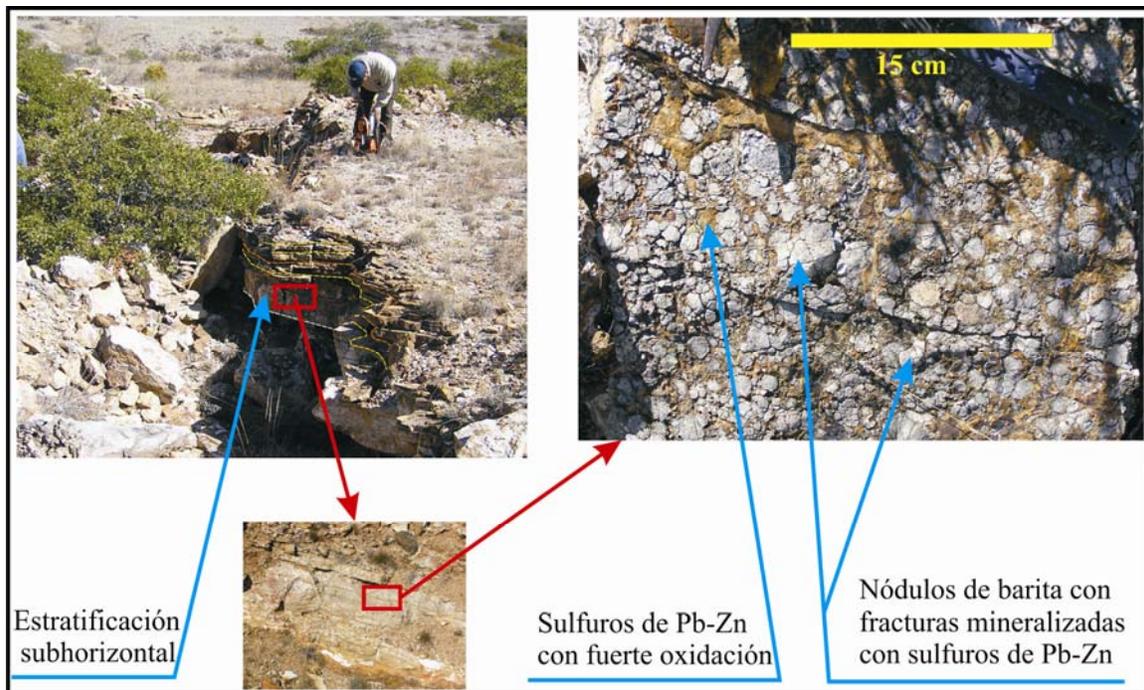


Figura IV. 6 Mineralización de una asociación barita/Zn-Pb, característica de los depósitos de Berrendos en la base de la Formación La Virgen.

La gran mayoría de cuerpos estratoligados de barita explotados hasta la actualidad se restringen principalmente a la parte centro norte de la Cuenca de Sabinas, en la Sierra de Santa Rosa al oriente de Múzquiz, Coahuila (Fig. IV. 7). Los niveles estratoligados mineralizados presentan espesores de hasta 3 metros, y la mineralización presenta texturas desde agregados sacaroidales y de reemplazamiento de nódulos, hasta cristales euedrales de orden decimétrico, con la presencia recurrente de texturas rítmicas Fig. V. 2).

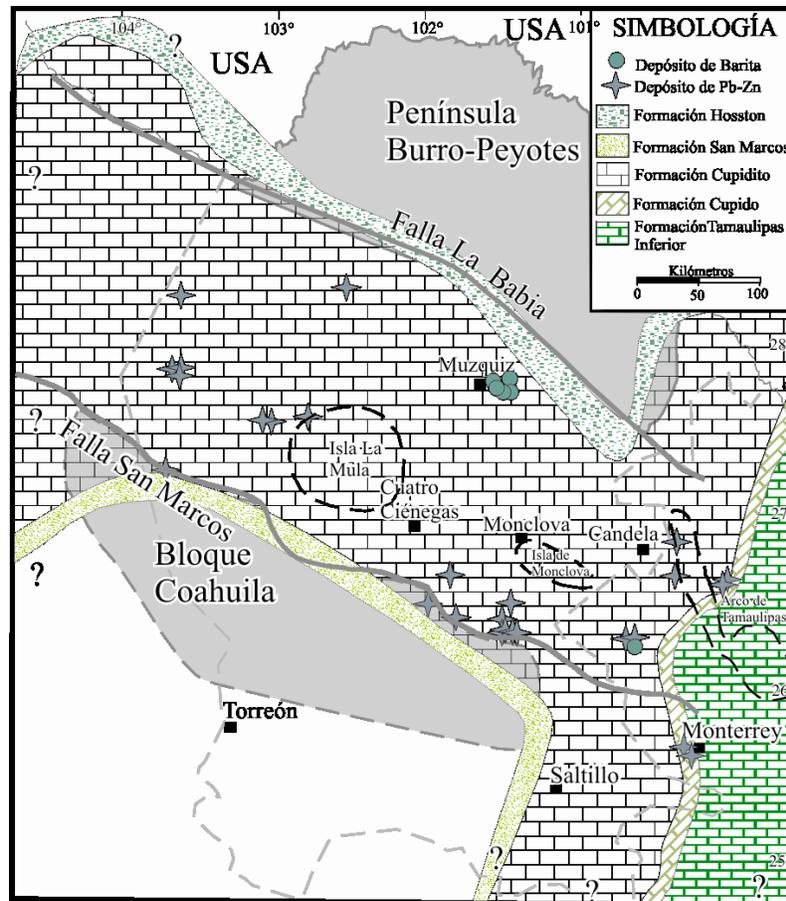


Figura IV. 7 Distribución de las mineralizaciones de zinc-plomo y barita en la Formación Cupido (Cupidito) (Barremiano), con los rasgos paleogeográficos de la época. Modificado de Eguiluz de Antuñano (2001). La localización de estos depósitos es relevante en cuanto a su posición geográfica y estratigráfica pero su emplazamiento no es sincrónico a la formación que los hospeda.

### IV.2.3 Mineralizaciones encajonadas en la Formación Acatita

Algunas de las áreas con mayor concentración de yacimientos estratoligados de celestina en la región, así como algunos yacimientos de fluorita (no económicos), son la Sierra de Los Alamitos y la Sierra de La Paila, ubicadas sobre el Bloque de Coahuila, en la parte sur-suroeste del área estudiada (Fig. IV.1). Dichos yacimientos están encajonados en rocas de la Formación Acatita del Albiano (Fig. IV. 2 y Fig. IV. 8).

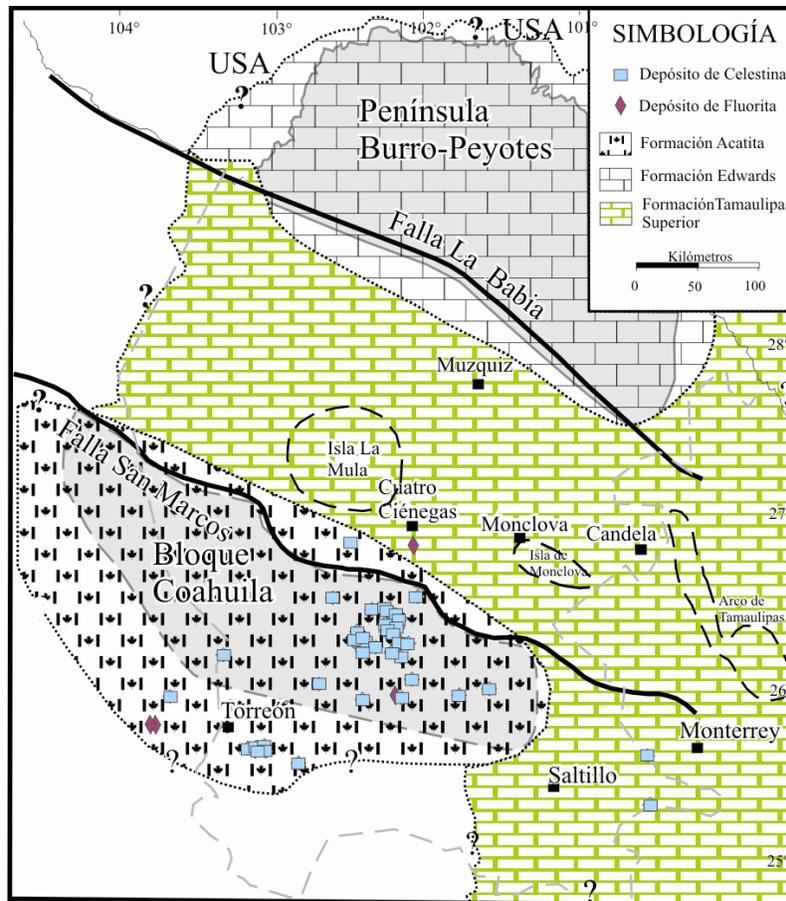


Figura IV. 8 Distribución de las mineralizaciones de celestina y fluorita en la Formación Acatita (Albiano), con los rasgos paleogeográficos de la época. Modificado de Eguiluz de Antuñano (2001). La localización de estos depósitos es relevante en cuanto a su posición geográfica y estratigráfica pero su emplazamiento no es sincrónico a la formación que los hospeda.

Las mineralizaciones encajonadas en la Formación Acatita se presentan (1) en forma de mantos reemplazando probablemente rocas evaporíticas, (2) en forma de relleno de cavidades (fracturas y cavernas), o (3) cementando brechas. Dentro de los cuerpos mineralizados es común encontrar relictos de la roca original, incluyendo yeso evaporítico, orientados en concordancia con la estratificación. Los cuerpos estratoligados presentan espesores desde escasos cm hasta 3 m o más. Las texturas presentes comprenden, en la zona superior de los cuerpos, grandes cristales euedrales tabulares hasta de orden decimétrico en arreglos en libro y, en la parte inferior de los cuerpos, se presentan casi invariablemente ritmitas. Los contactos entre los cuerpos mineralizantes y las rocas encajonantes son abruptos y, en ocasiones, se observa una incipiente aureola de dolomitización de pocos centímetros de espesor (Fig. IV. 9).

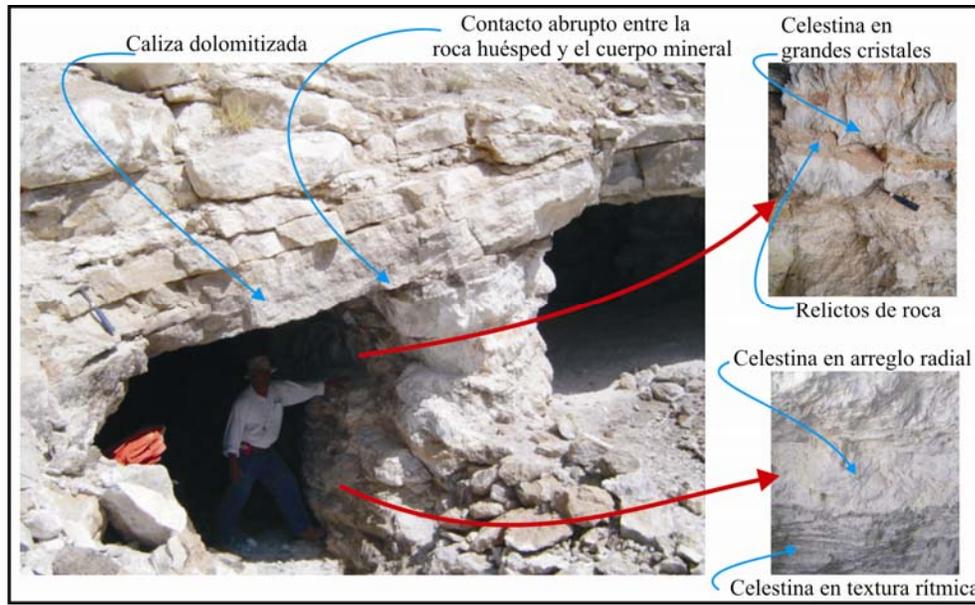


Figura IV. 9 Mineralización de celestina en un manto estratiforme encajonado en rocas carbonatadas de la Formación Acatita, depósito de El Venado.

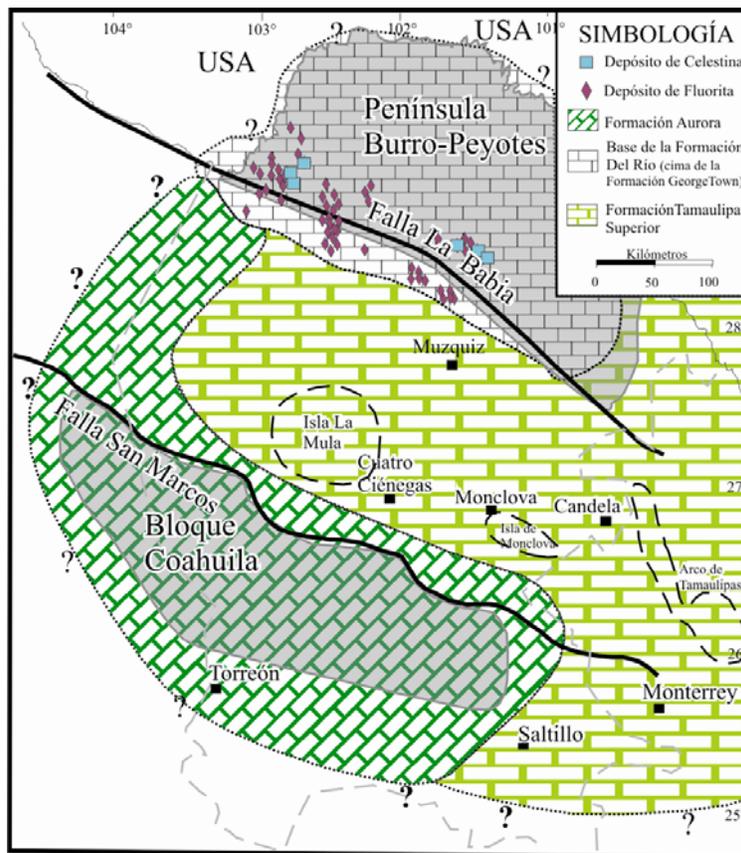


Figura IV. 10 Distribución de las mineralizaciones de fluorita y celestina en la base de la Formación Del Río (Cenomaniano), con los rasgos paleogeográficos de la época. Modificado de Eguiluz de Antuñano (2001). La localización de estos depósitos es relevante en cuanto a su posición geográfica y estratigráfica pero su emplazamiento no es sincrónico a la formación que los hospeda.

#### **IV.2.4. Mineralizaciones encajonadas en la Formación Del Río-Georgetown**

A lo largo del borde de la Península de El Burro–Peyotes se localiza una alta concentración de cuerpos estratoligados de fluorita (Fig. IV.1 y IV. 10). En esta zona, la mineralización se encuentra encajonada en rocas sedimentarias del Grupo Washita, equivalente al miembro superior de la Formación Aurora, con la particularidad de que la mineralización se halla preferencialmente emplazada en el contacto entre las formaciones Del Río y Georgetown del Cenomaniano (Fig. IV. 2 y IV. 3). Sobre esta misma paleopenínsula, se localizan algunos yacimientos de celestina (Fig. IV.1 y IV. 10) en forma de mantos coronados por horizontes de fluorita no económicos. Sin embargo, este estilo de mineralización no es exclusivo de esta zona, pues se encuentra también en localidades sobre el Bloque de Coahuila como la Sierra de La Paila (distrito minero de San Agustín) y en la Sierra de Los Alamitos (Fig. IV.1).

En la Sierra de Santa Rosa, en Múzquiz, Coahuila, existen pequeñas mineralizaciones subeconómicas de sulfuros de Pb-Zn en la base de la Formación Georgetown (Fig. IV. 2). En esta zona, las mineralizaciones se presentan principalmente como rellenos de pequeñas estructuras kársticas y de fracturas de diferente espesor (1 a 40 cm). Aunque la mineralogía primaria se encuentra generalmente oxidada, se pueden observar remanentes de galena.

## CAPITULO V

### CASOS DE ESTUDIO

Aunque se hayan realizado muestreos de diferentes depósitos minerales con el objetivo de tener más elementos para establecer los rasgos generales de los depósitos MVT y asociados en la región estudiada, se han elegido cuatro depósitos como casos de estudio para este trabajo por representativos de los cuatro tipos de mineralización (celestina, barita, fluorita y Zn-Pb).

#### V.1 Distrito minero de La Sierra de Santa Rosa

Este distrito minero se localiza aproximadamente 7 kilómetros al SE de la ciudad de Melchor Múzquiz, en la Sierra de Santa Rosa. El mineral de importancia económica es la barita de la cual existen varias minas y prospectos en esta área, pero las más importantes son las que explota la compañía BAROSA (Barita de Santa Rosa). Esta zona mineralizada cubre varios kilómetros cuadrados y los afloramientos de estos cuerpos son expuestos a lo largo de hasta 20 kilómetros en dirección NW-SE paralelamente al frente NE de esta sierra (Fig. V.1).

##### V.1.1 Geología local

El área de la Sierra de Santa Rosa presenta litologías cuyas edades más antiguas son Hauteriviano-Barremiano, con calizas y lutitas de la Formación La Mula (Servicio Geológico Mexicano, 2003; Fig. V.1). De acuerdo a la interpretación de los autores de esta carta, la Formación La Virgen no existe en esta área, y reportan la presencia de las formaciones Padilla y La Mula. Sin embargo, de acuerdo a la interpretación de la estratigrafía de la Cuenca de Sabinas en el capítulo IV de este trabajo, estas dos formaciones se desarrollan en la parte central y sur de la cuenca (sobre la paleoisla de La Mula) y la Formación Cupido descansa sobre la Formación Padilla en el extremo SE de la cuenca. Esta última observación está basada en la configuración de la Formación Cupido (facies arrecifal) propuesta por Lehmann et al. (1998, 1999).

Sobreyaciendo a la Formación La Virgen se localizan las calizas de la Formación Cupido en su facies lagunar (Formación Cupidito). Éstas varían desde *wackestone* a *grainstone* de fragmentos biogénicos, en estratificación gruesa. Es en esta formación en donde está alojada la mineralización de barita (Fig. V.2).

Sobre la Formación Cupidito descansa de manera concordante la Formación La Peña del Aptiano, constituida por calizas arcillosas y lutitas calcáreas en una alternancia rítmica con estratificación delgada (Fig. V.1).

La Formación Aurora del Albiano temprano, está constituida localmente por calizas parcialmente dolomitizadas, *mudstone* a *wackestone*, con estratificación media a gruesa.

Durante el Albiano tardío (y Cenomaniano temprano), en condiciones de depósito de mayor profundidad, se generaron bandas y nódulos de pedernal dentro de la caliza. Este cambio se reconoce en este trabajo como transicional y sincrónico al miembro superior de la Formación Aurora; sin embargo, se encuentra en una zona que presenta cierta confusión en cuanto a la nomenclatura formacional, de forma que el Servicio Geológico Mexicano (2003a) la reconoce como la Formación Georgetown (Fig. V.1).

El frente NE de la Sierra de Santa Rosa está delimitado por una cabalgadura que sitúa las rocas albianas sobre las rocas del Grupo Washita (formaciones Del Río y Buda) del Cenomaniano. Estas formaciones son correlacionables con el miembro superior de la Formación Aurora y se encuentran hacia la parte noreste del área, en donde son cubiertas por conglomerados del Terciario, y por coladas basálticas y aluviones del Cuaternario (Fig. V.1).

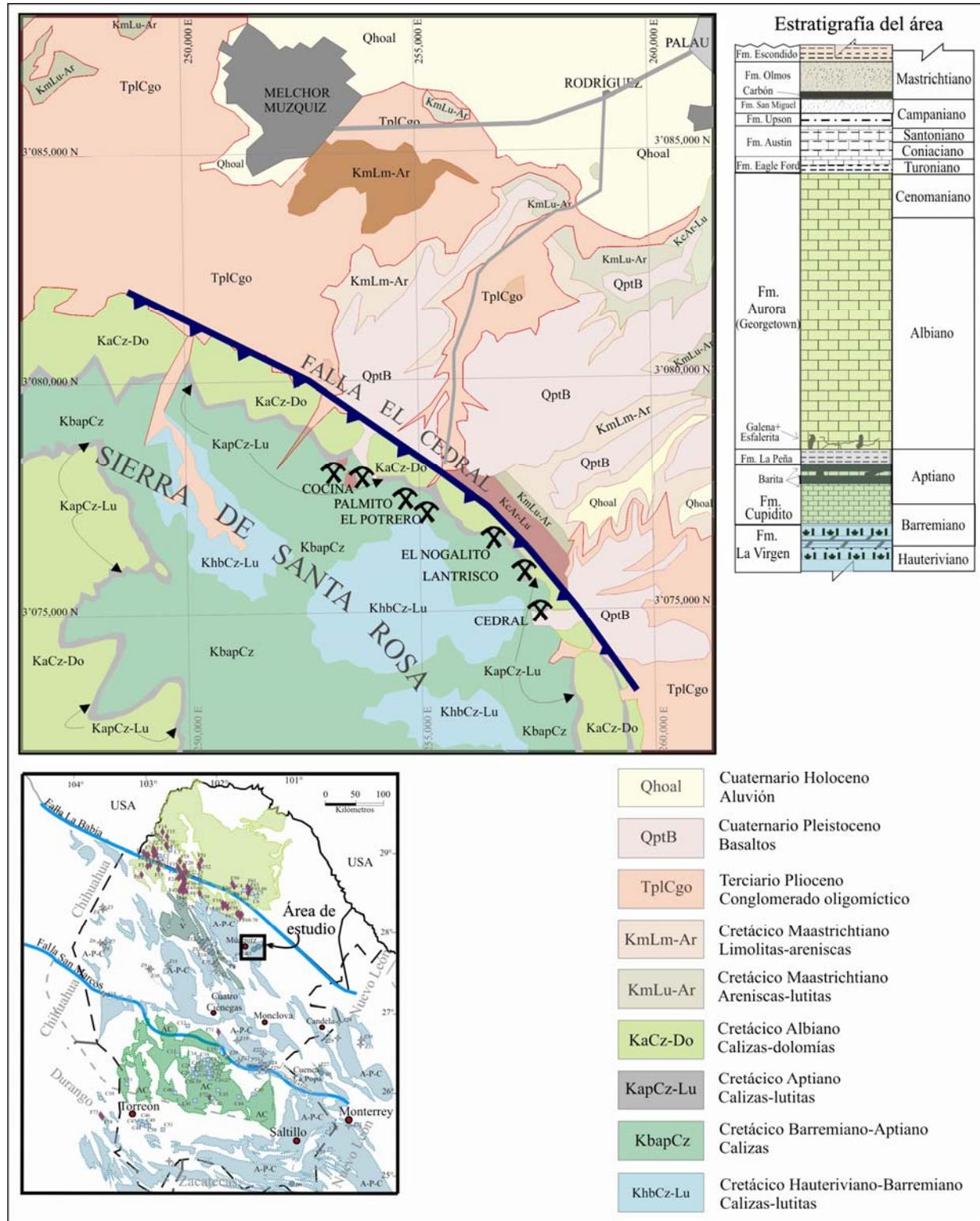


Figura V.1 Mapa geológico del distrito de barita de la Sierra de Santa Rosa, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta. Mapa geológico adaptado del Servicio Geológico Mexicano (2003a).

### V.1.2 Descripción de la mineralización

La mineralización de barita se desarrolla básicamente en dos mantos estratoligados con orientación de NW 69°, buzando de 0 a 30° al NE, y espesores de 1 a 5 m (promedio de 2 m) y separados aproximadamente por 30 m de calizas de la Formación Cupido (Cupidito).

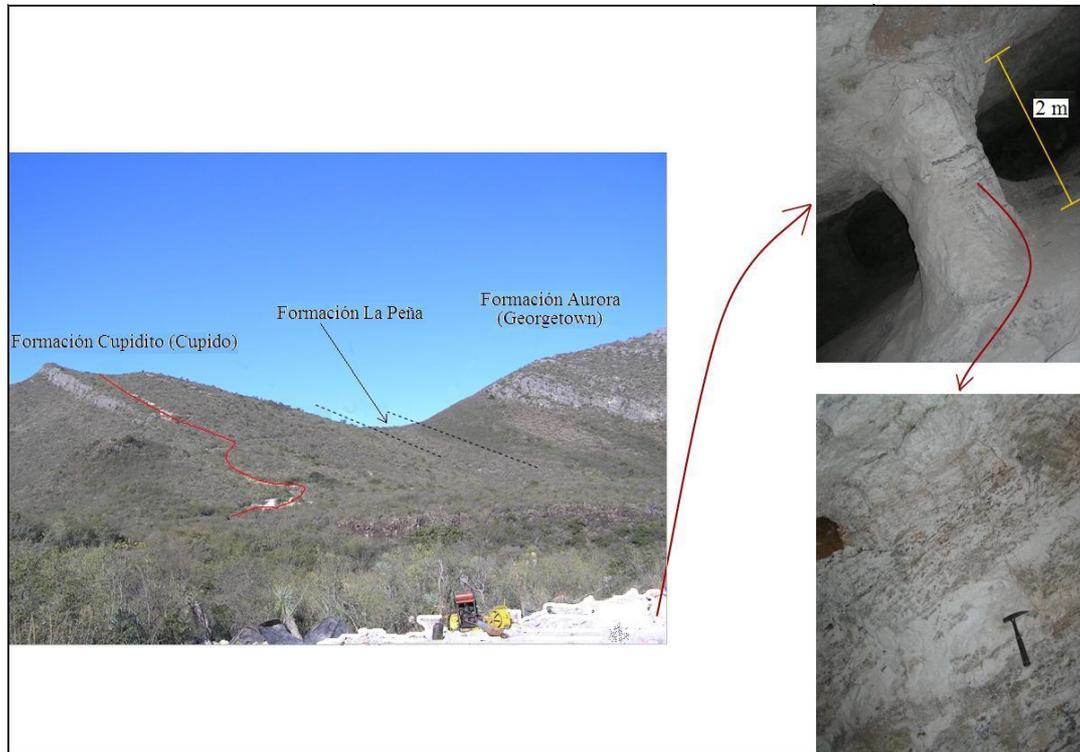


Figura V. 2 (Izquierda): Secuencia estratigráfica local del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa y su relación con la mineralización de barita (afloramiento del manto superior de barita en línea roja). (Derecha): Manto de barita mostrando su espesor (superior) y su textura rítmica (inferior).

La extensión máxima conocida de los mantos mineralizados es de hasta 20 km, sin embargo, el potencial para este tipo de yacimientos es grande debido a que la mayor parte de la formación que los hospeda permanece sin aflorar, y ésta es susceptible de presentar mineralización en cualquier parte de ella.

En algunas zonas, los mantos mineralizados están cubiertos de manera discordante por basaltos de edad probable cuaternaria.

La mineralización es de grano fino y compacto de color blanco, gris o rosa. Hacia la base de los mantos, ocasionalmente se observan brechas cementadas por barita, (Fig. V.3A), así como zonas de ritmitas que consisten en alternancia de bandas delgadas de coloraciones claras y oscuras, siendo éstas últimas ricas en materia orgánica o franjas de roca sin reemplazar (Fig. V.2 y V.3A).

Dentro de los mantos, frecuentemente se encuentra calcita en cristalización gruesa y distribuida de manera errática (Fig. V.3B), de la misma manera se observan relictos de caliza orientados paralelamente a la estratificación. Ocasionalmente, en algunos bordes entre los mantos y las calizas encajonantes se aprecia un cambio gradacional entre ambos. Los minerales de ganga son principalmente calcita, escaso yeso, celestina, sílice y oxihidróxidos de hierro.

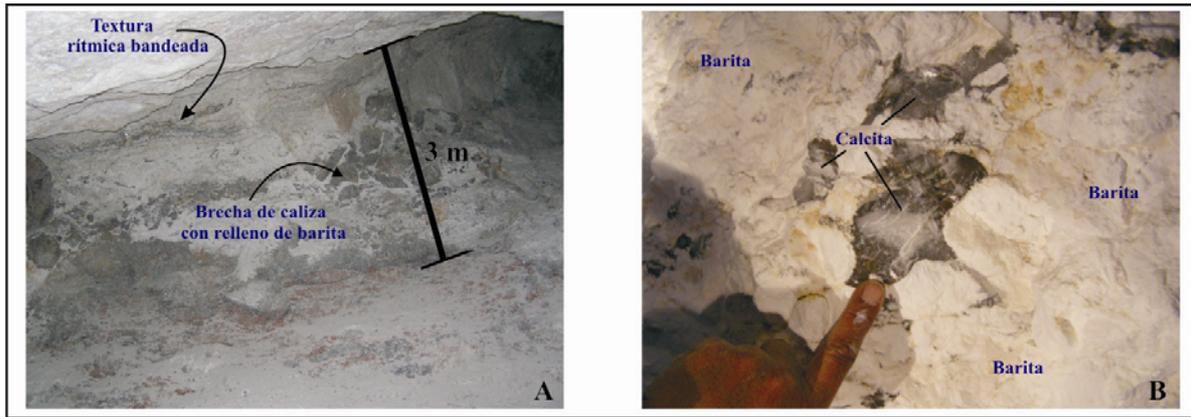


Figura V. 3 A: textura brechada al bajo del manto mineralizado; B: Ganga de calcita alojada dentro de la mineralización de barita.

### V.1.3 Resultados

El muestreo realizado en los cuerpos de la Sierra de Santa Rosa se restringe a las minas que están siendo explotadas actualmente; la distribución del muestreo se presenta en la figura (II. 4).

Para el manto superior de este depósito se obtuvieron temperaturas de fusión del hielo ( $T_{mi}$ ) de  $-22^{\circ}\text{C}$  a  $-15^{\circ}\text{C}$  (salinidades de 18.6 y 24 wt.% NaCl equiv.), y temperaturas de homogenización del orden de  $60^{\circ}\text{C}$  a  $126^{\circ}\text{C}$  (Fig. V.4A y 4B). En algunas muestras se pudo observar la primera fusión, estas van desde  $-52^{\circ}\text{C}$  a  $-39^{\circ}\text{C}$ , lo cual nos indica la presencia de salmueras cálcicas. La cantidad relativa de estos cloruros va desde 13% hasta el 68% de NaCl (relativo a  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ ), estimada mediante el diagrama del sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  propuesto por Bodnar, (2003b).

La microtermometría de las inclusiones fluidas del manto inferior de este yacimiento, dió temperaturas de fusión del hielo ( $T_{mi}$ ) de  $-26^{\circ}\text{C}$  a  $-5^{\circ}\text{C}$  (salinidades de 7.9 a 27 wt.% NaCl equiv.), y el rango de temperaturas de homogenización fue de  $59^{\circ}\text{C}$  a  $155^{\circ}\text{C}$  (tabla V. 1), (Fig. V. 4C y 4D). En algunas muestras se pudo observar la primer fusión, las temperaturas de estas van desde  $-41^{\circ}\text{C}$  a  $-26^{\circ}\text{C}$ . La cantidad relativa de cloruros de Na y Ca va desde 12% hasta el 65% de NaCl (respecto a  $\text{NaCl}+\text{CaCl}_2$ ), estimada mediante el diagrama del sistema  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$  propuesto por Bodnar, (2003b).

En el manto superior (Fig V.4A), existe una pequeña diferencia en la distribución de valores entre los minerales de calcita y barita, la calcita presenta temperaturas de fusión ligeramente más altas que la barita y temperaturas de homogenización levemente más bajas que la barita.

En el histograma de la figura V.4B se pueden observar la tendencia hacia dos modalidades de fluidos, la calcita con una tendencia hacia temperaturas de homogenización ligeramente más bajas que la barita, con una zona de traslape entre ambos minerales.

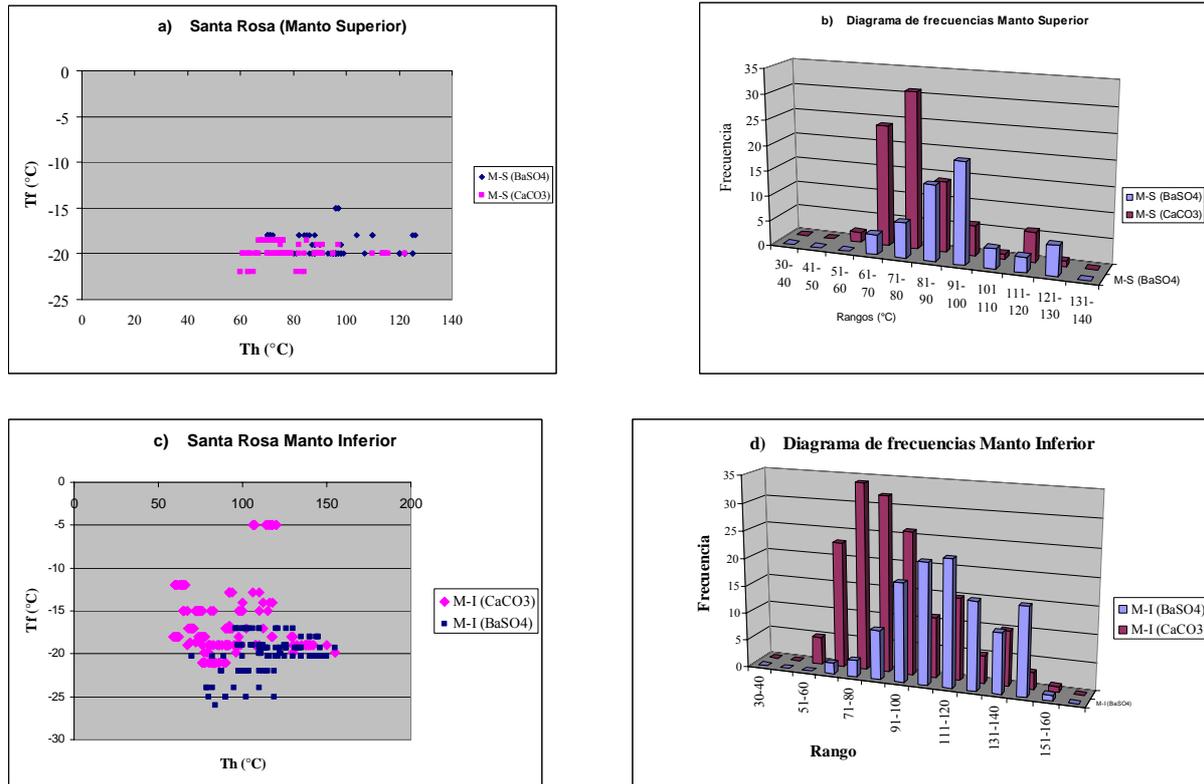


Figura V. 4 Gráficas de Th vs Tmi e histogramas de frecuencia de las inclusiones fluidas del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa, en Múzquiz, Coah. (A y B), Manto superior (Potrero); (C y D) Manto inferior (Palmito y Cocina). (Th = Temperatura de homogenización, Tmi = temperatura de fusión del hielo).

En el manto inferior (Fig V.4C), se observa una diferencia de temperaturas entre los minerales de calcita y barita, la calcita presenta temperaturas de fusión más bajas que la barita, y en cuanto a temperaturas de homogenización, no se aprecian grandes diferencias entre ellos. El mineral de calcita se distribuye en dos grupos dentro de este misma gráfica, el que engloba la mayoría de los datos se localiza próximo al grupo del mineral de barita, y un segundo grupo que comprende sólo algunos de estos datos y se encuentra sobre la línea de la temperatura de fusión de  $-5^{\circ}\text{C}$ .

En el histograma de la figura (V.4D) se aprecian dos modalidades de fluidos, teniendo un comportamiento diferente cada uno de los minerales analizados. La calcita con una tendencia hacia temperaturas de homogenización ligeramente más bajas que la barita, pero con una zona de traslape entre ambos minerales.

La figura (V.5A y 5B) son los diagramas de Th vs Tmi y el histograma de frecuencia (respectivamente) de los dos mantos en conjunto. En la figura V.5A, se observa el comportamiento de las temperaturas de fusión y temperaturas de homogenización. En este diagrama se observa con más claridad la tendencia de la calcita a presentar menores temperaturas de fusión y de homogenización que las presentadas por el mineral de barita, sin embargo, la tendencia de la calcita a mostrar un grupo de valores separado del resto de ellos.

Los datos representados en el histograma de la figura V.5B confirman la presencia de fluidos diferentes para la formación de este par de minerales estudiados con la persistencia del traslape entre ellos.

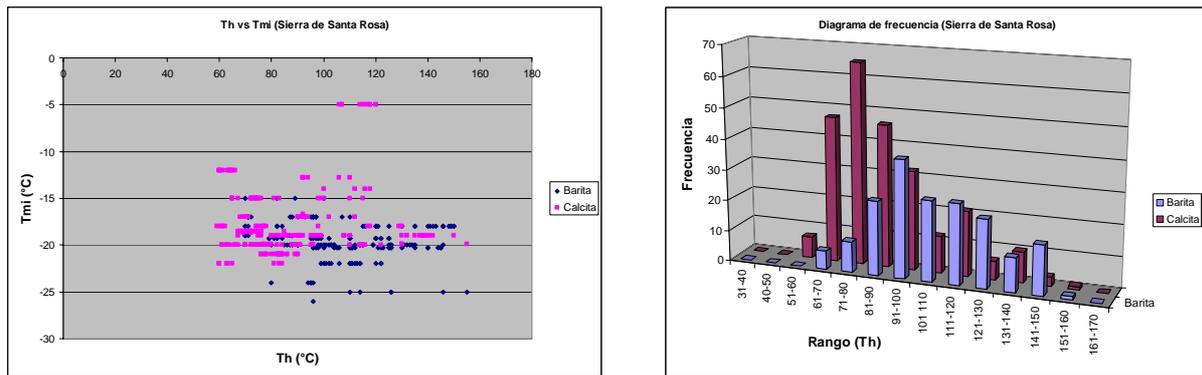
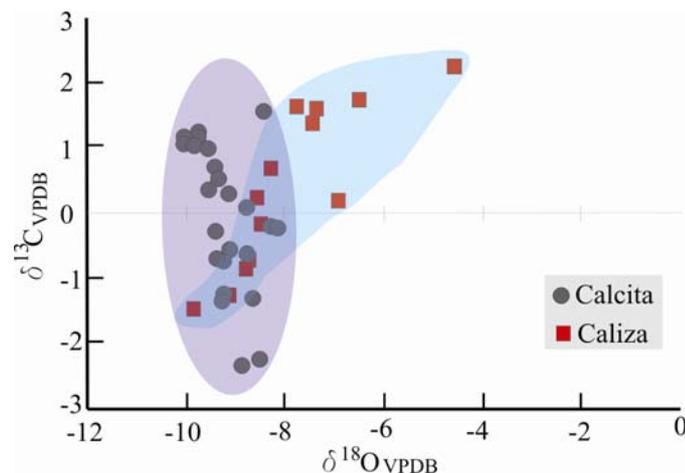


Figura V.5 (A) Gráficas de Th vs Tmi y (B) histograma de frecuencia de las inclusiones fluidas del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa, en Múzquiz, Coah. (Considerando ambos mantos como un todo). (Th = Temperatura de homogenización, Tmi = temperatura de fusión del hielo).

El rango de valores para el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en el manto superior es de -1.28 ‰ a 1.61 ‰, así mismo, el rango para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  está entre -10.04 ‰ y -7.22 ‰ (Fig. V.6), y para el  $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$  es entre 15.8 ‰ y 21.2 ‰.

Para el manto inferior los rangos de estos valores son, para el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  de -2.33 ‰ a 2.25 ‰, el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  está entre -9.82 ‰ y -4.55 ‰ (Fig. V.6), y para el  $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$  es entre 11.8 ‰ y 20.2 ‰ (tabla V. 1).



Figuras V.6 Gráfica del  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa, Coah. (Los datos incluyen al manto superior y al manto inferior).

La gráfica de  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  de la figura V. 6, involucra los datos isotópicos de los dos mantos, y estos configuran dos grupos dominados por cada tipo de material estudiado. El grupo formado por la calcita, muestra un rango entre -2 ‰ y 2.5 ‰ en el  $\delta^{13}\text{C}$ , mientras que para este mismo grupo, el rango del  $\delta^{18}\text{O}$  es de -10 ‰ a -8 ‰, mostrando una tendencia vertical.

Los valores isotópicos de C y O de la caliza, forman el otro grupo de datos, estos guardan una correlación positiva con un rango de -1.28 ‰ a 2.25 ‰ en el  $\delta^{13}\text{C}$ , distribuido en un rango del  $\delta^{18}\text{O}$  entre -9.28 ‰ a -4.55 ‰.

Tabla V.1 Resultados de microtermometría de inclusiones fluidas y de geoquímica isotópica en el distrito minero de barita de la Sierra de Santa Rosa, Coah.

Lugar	Material	Clave	Inclusiones Fluidas				Resultados				
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Salinidad wt. % NaCl equiv.	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ VCDDT (‰)
Potrero	Calcita	MS-1									
Potrero	Calcita	MS-2	60 a 89	73.5	-20 a -22	-20.72	22.9	-0.28	-9.41	21.21	
Potrero	Barita	MS-3						1.02	-9.52	21.10	16.7
Potrero	Calcita	MS-4						1.07	-9.99	20.61	
Potrero	Barita	MS-5						1.22	-9.74	20.87	15.8
Potrero	Calcita	MS-6						1.22	-9.74	20.87	
Potrero	Calcita	MS-7	75 a 122	103.7	-19 a -20	-19.58	22.1	-0.61	-8.77	21.87	
Potrero	Barita	MS-8,9	86 a 98	91.71	-15 a -20	-18.21	21.1				20.0
Potrero	Caliza (Clara)	MS-10						1.38	-7.43	23.25	
Potrero	Caliza (Obsc.)	MS-11						1.61	-7.72	22.95	
Potrero	Calcita	MS-12	63 a 110	77.86	-20	-20	22.4	-1.28	-8.61	22.03	
Potrero	Barita	MS-13	81 a 125	108.1	-20	-20	22.4				21.2
Potrero	Calcita	MS-14						1.17	-9.76	20.85	
Potrero	Barita	MS-15									21.1
Potrero	Barita	MS-16									20.3
Potrero	Calcita	MS-17	68 a 85	72.23	-18.5	-18.5	21.3	1.04	-9.81	20.80	
Potrero	Barita	MS-18	80 a 96	93.67	-20	-20	22.4				19.3
Potrero	Calcita	MS-19						1.17	-10.04	20.56	
Potrero	Barita	MS-20									20.0
Potrero	Caliza	MS-21						0.26	-8.55	22.10	

Lugar	Material	Clave	Inclusiones Fluidas				Resultados				
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Salinidad wt.% NaCl equiv.	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ VCDDT (‰)
Palmito	Barita	MIP-1	87 a 119	100.8	-20 a -25	-22.75	26.4	0.08	-8.74	21.90	16.2
Palmito	Calcita	MIP-1	98 a 150	131.2	-19	-19	21.7	0.56	-9.34	21.28	
Palmito	Calcita	MIP-2									15.8
Palmito	Barita	MIP-3									14.5
Palmito	Calcita	MIP-3	76 a 90	82.76	-21	-21	23.1	-0.66	-9.38	21.24	
Palmito	Barita	MIP-4						0.71	-9.43	21.19	
Palmito	Calcita	MIP-4									15.4
Palmito	Barita	MIP-5									Pal-2C
Palmito	Barita	MIP-6									
Palmito	Caliza	MIP-6						-0.14	-8.45	22.20	
Palmito	Calcita	MIP-7						-2.33	-8.89	21.75	
Palmito	Barita	MIP-8	70 a 150	126.8	-20.3	-20.3	22.6				17.0
Palmito	Calcita	MIP-9						-0.69	-9.26	21.36	
Palmito	Caliza	MIP-9						-0.83	-8.78	21.86	

Lugar	Material	Clave	Inclusiones Fluidas				Resultados				
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Salinidad wt.% NaCl equiv.	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ VCDDT (‰)
Cocina	Calcita	MIC-1									
Cocina	Caliza	MIC-1						-0.18	-8.25	22.40	
Cocina	Caliza	MIC-2						0.17	-6.90	23.80	
Cocina	Barita	MIC-3	79 a 110	88.17	-24 a -26	-24.33	26.45	2.25	-4.55	26.22	
Cocina	Barita	MIC-4	110 a 155	123.3	-19.3	-19.3	21.9				20.2
Cocina	Calcita	MIC-4	65 a 115	82.3	-15 a -18.7	-15.61	19.1	-1.23	-9.23	21.39	12.9
Cocina	Barita	MIC-5									11.8
Cocina	Calcita	MIC-5	67 a 110	88	-19	-19	21.7	0.32	-9.14	21.49	
Cocina	Barita	MIC-6									13.3
Cocina	Calcita	MIC-6	90 a 120	104.3	-5 a -17	-10.71	14.7	-1.33	-9.26	21.36	
Cocina	Caliza	MIC-6						-1.27	-9.11	21.52	
Cocina	Calcita	MIC-7						-0.22	-8.15	22.51	
Cocina	Caliza	MIC-7						0.68	-8.29	22.36	
Cocina	Calcita	MIC-8	75 a 135	103.2	-14 a -19.9	-17.87	20.9	-0.56	-9.14	21.49	
Cocina	Barita	MIC-9	98 a 145	121.7	-17 a -20	-18.17	21.1				19.6
Cocina	Calcita	MIC-9	49 a 75	67.58	-15 a -18	-16.32	19.7	0.37	-9.53	21.09	
Cocina	Calcita	MIC-10	60 a 66	62.75	-12	-12	16	-2.19	-8.50	22.15	
Cocina	Caliza	MIC-10						-0.69	-8.70	21.94	
Cocina	Barita	MIC-11	96 a 130	104	-17 a -19	-18.22	21.1				16.3
Cocina	Caliza	MIC-11						-1.44	-9.82	20.79	
Cocina	Calcita	MIC-12						1.35	-7.38	23.30	
Cocina	Caliza	MIC-12						1.59	-7.34	23.34	
Cocina	Calcita	MIC-13						1.56	-8.43	22.22	
Cocina	Caliza	MIC-13						1.76	-6.50	24.21	

Tmi = Temperatura de fusión del hielo

Tf = Temperatura de homogenización

wt.% NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl

Tabla V.2 Resultados promedio por mineral o roca de estudios microtermométricos e isotópicos del distrito minero de barita de la Sierra de Santa Rosa, Coah. Se incluyen resultados obtenidos por otros autores.

Lugar	Material	Referencia	Inclusiones Fluidas				Promedios		Isótopos estables			
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Salinidad % eq. Peso de NaCl	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ VCDT (‰)	
Manto Superior	Barita		80 a 125	96	(-15 a -20)	-18.94	21.64					
	Calcita Caliza		60 a 122	79	(-18.5 a -22)	-19.75	22.2	0.50 1.06	-9.51 -7.90	21.10 22.76	19.27	
Manto Inferior	Barita		100.7 a 126.8	115	(-18.2 a -22.7)	-19.85	22.25					
	Calcita Caliza		49 a 150	91.44	(-5 a -26)	-16.67	19.97	-0.27 0.20	-8.87 -7.79	21.75 22.82	17.31	
Área de Muzquiz	Barita	Kesler y Jones (1981)									9.1 a 15.4	

Tmi = Temperatura de fusión del hielo  
 Tf = Temperatura de homogenización  
 wt.% NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl

## V.2 Distrito minero de Reforma

Este distrito minero se localiza aproximadamente 50 kilómetros al SW de la ciudad de Monclova, en el flanco SW de la Sierra de La Purísima. En el área de Reforma se explotaron tres depósitos conocidos como Mina Reforma, Mina Ojo de Agua y Mina Juárez, de norte a sur (Fig. V.7).

### V.2.1 Geología local

En la Sierra de La Purísima se encuentra una secuencia sedimentaria que inicia con areniscas conglomeráticas y arcóscicas intercaladas con capas delgadas de limolitas y areniscas, pertenecientes a la Formación San Marcos, del Hauteriviano (Consejo de Recursos Minerales, 1998a; Fig. V.7). Esta formación constituye el núcleo de un anticlinal recumbente con vergencia hacia el SW y eje NW-SE. Sobreyaciendo de manera concordante a la Formación San Marcos se localiza un potente paquete de calizas masivas (esporádicamente presenta estratificación delgada) de la Formación Cupido (con predominancia de su facies arrecifal) del Barremiano-Aptiano.

Cubriendo en concordancia a la Formación Cupido se encuentra la Formación La Peña, del Aptiano Tardío, caracterizada por la presencia de calizas arcillosas intercaladas con lutitas calcáreas en estratificación delgada y laminar.

La Formación Aurora (Fig. V.7) descansa concordantemente sobre la Formación La Peña. Esta formación está compuesta por calizas de estratificación de media a gruesa con nódulos y bandas de pedernal, y su edad corresponde al Albiano-Cenomaniano Temprano.

La Sierra de La Purísima está delimitada en su flanco SW por una cabalgadura que transcurre en dirección NW-SE. Esta falla pone en contacto a rocas de la Formación Aurora (Albiano-Cenomaniano Temprano) sobre la secuencia de lutitas-calizas de la Formación Eagle Ford del Cenomaniano Tardío-Turoniano. Estas últimas son las rocas mesozoicas más jóvenes que afloran en el área, mientras que la superficie restante se encuentra cubierta por un paquete de conglomerados oligomícticos del Mioceno-Plioceno, abanicos aluviales y aluviones y coluviones del Holoceno (Consejo de Recursos Minerales, 1998a; Fig. V.7).

### V.2.2 Descripción de la mineralización

Los cuerpos mineralizados se hospedan en calizas de la Formación Cupido (Fig. V.7), son de carácter estratiforme (mantos y lentes), y también se presentan en forma de relleno de brechas, fisuras y cavidades kársticas.

El mineral de mena presenta asociaciones de galena, esfalerita, barita y cantidades subordinadas de sulfuros y sulfosales de plata; los minerales de ganga son calcita y hematita, principalmente, y en menor cantidad cuarzo. Además, se encuentra dolomitización en las rocas encajonantes en las proximidades de los cuerpos mineralizados, como única alteración hidrotermal asociada a los mismos (González Ramos., 1984).

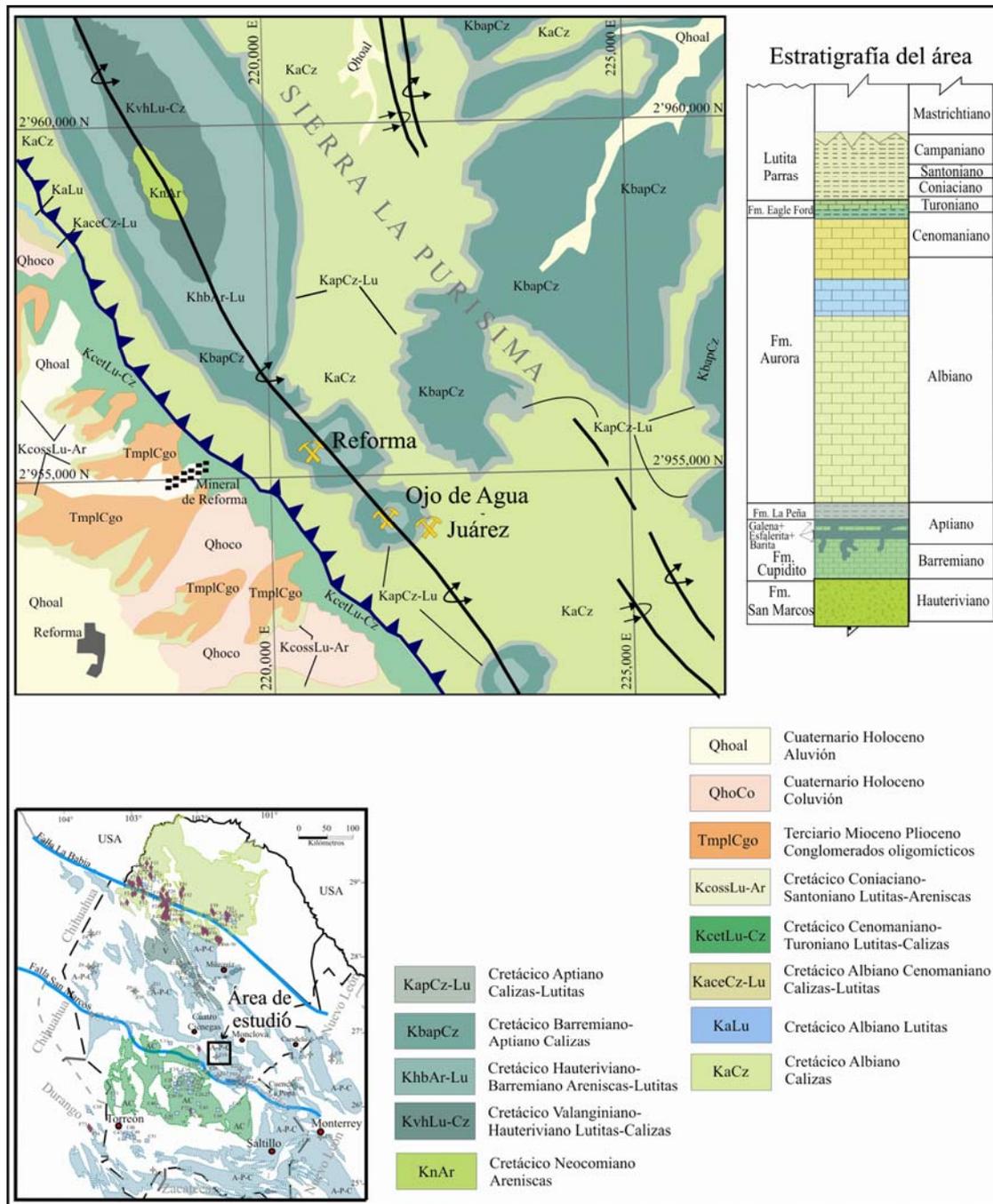


Figura V.7 Mapa geológico del distrito de Pb-Zn de Reforma en la Sierra de La Purisima, en Reforma, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta. Mapa geológico adaptado del Consejo de Recursos Minerales (1998a).

Los espesores de los cuerpos mineralizados varían desde unos cuantos centímetros hasta 1.2 m en los mantos. Sin embargo, los cuerpos formados como relleno de cavernas pueden llegar a medir hasta 15, 6 y 7 m de largo, ancho y alto, respectivamente.

La textura más común del depósito es un bandeo con grosores desde escasos mm hasta 15 cm. La composición mineral de las bandas está determinada por una secuencia de bandas de (1) barita y galena, (2) barita y esfalerita, (3) galena y esfalerita, y (4) hematites y galena. También se aprecian oquedades rellenas de arcillas.

La secuencia de bandas presenta plegamientos y se observan desplazamientos en microfallas de la mineralización González Ramos (1984), por lo que es probable que este yacimiento sea de edad relativa anterior a la Orogenia Larámide o, al menos, formado a inicios de la misma.

### V.2.3 Resultados

Las temperaturas de fusión del hielo ( $T_{mi}$ ) para este yacimiento fueron del rango de  $-0.1^{\circ}\text{C}$  a  $-13^{\circ}\text{C}$  (salinidades de 0.2 a 16.9 wt. % NaCl equiv.), y un rango de temperaturas de homogenización del orden de  $48^{\circ}\text{C}$  a  $150^{\circ}\text{C}$  (tabla V. 3; Fig. V. 8).

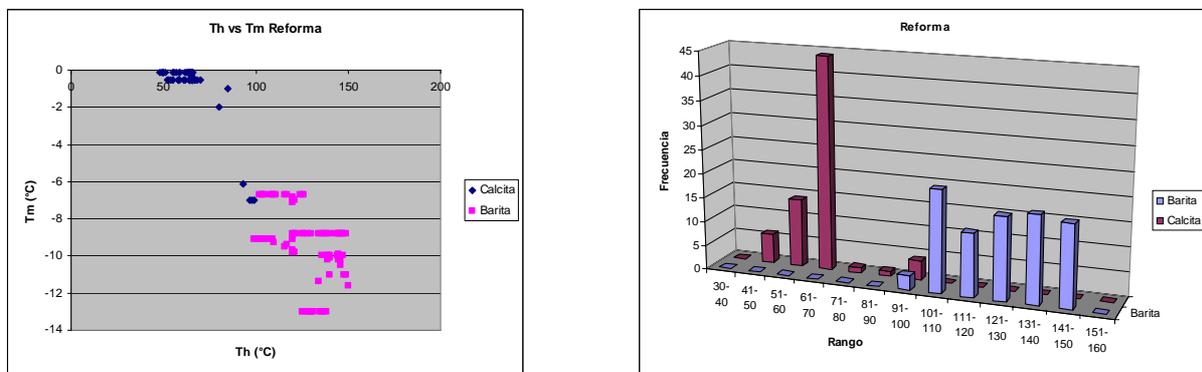


Figura V.8 Gráfica de Th vs Tm (A) e histograma de frecuencia de Th (B), de las inclusiones fluidas del distrito minero de Reforma. (Th = Temperatura de homogenización,  $T_{mi}$  = temperatura de fusión del hielo).

La gráfica de Th vs  $T_{mi}$  de la figura (V.8A), define dos grupos, uno de ellos encierra exclusivamente datos microtermométricos de calcita, este grupo se caracteriza por tener temperaturas de fusión del hielo entre  $-2^{\circ}\text{C}$  y  $0^{\circ}\text{C}$  y temperaturas de homogenización dentro del rango de  $48^{\circ}\text{C}$  a  $80^{\circ}\text{C}$ . El segundo grupo comprende los datos que en su mayoría pertenecen al mineral de barita con algunos datos de calcita (los valores de la calcita tienden a concentrarse hacia el extremo de temperaturas de homogenización más bajas y temperaturas de fusión más altas), este grupo se encuentra entre rangos de temperaturas de fusión de  $-13^{\circ}\text{C}$  a  $-6^{\circ}\text{C}$  y de homogenización de  $90^{\circ}\text{C}$  a  $150^{\circ}\text{C}$ .

El histograma de la figura (V.8B) muestra dos tendencias, en donde la tendencia relacionada al mineral de calcita está dominada por temperaturas de homogenización más baja comparados con aquellos que representan al mineral de barita.

Tabla V.3 Resultados de los estudios microtermométricos en el distrito minero de Reforma, en la Sierra de La Purísima, Coah.

Lugar	Material	Clave	Rango Th (°C)	Resultados Inclusiones Fluidas			Salinidad wt.% NaCl equiv.
				Th Prom. (°C)	Rango $T_{mi}$ (°C)	$T_{mi}$ Prom. (°C)	
Reforma	Calcita	RE-1	48 a 68	60.67	-0.1 a -0.5	-0.13	0.25
Reforma	Calcita	RE-5B	52 a 99	67.67	-0.5 a -7	-1.32	2.13
Reforma	Barita	RE-2A	99 a 146	120.96	-9.1 a -11	-9.87	13.81
Reforma	Barita	RE-B1	102 a 150	128.95	-6.7 a -11.6	-8.35	12.03

$T_{mi}$  = Temperatura de fusión del hielo  
 Tf = Temperatura de homogenización  
 wt.% NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl

Tabla V.4 Resultados promedio por especie mineral de datos microtermométricos en el distrito minero de Reforma, en la Sierra de La Purísima, Coah.

Lugar	Material	Referencia	Rango Th (°C)	Promedios Inclusiones Fluidas			Salinidad wt.% NaCl equiv.
				Th Prom. (°C)	Rango Tmii (°C)	Tmi Prom. (°C)	
Reforma	Calcita	González-Partida et al, (2003)	48 a 99	76.97	-0.1 a -7	-4.18	6.59
Reforma	Barita		99 a 150	125	-6.7 a -11.6	-9.04	13.3
Reforma			76 a 150	140	-10.2 a -19.5	-18.5	21.3

Tmi = Temperatura de fusión del hielo  
Tf = Temperatura de homogenización  
wt. % NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl

### V.3 Distrito minero de la Sierra de Los Alamitos (Mina La Tinaja)

La Sierra de Los Alamitos se localiza aproximadamente a 70 km al SSW de la población de Cuatro Ciénegas, Coahuila. En esta sierra se reconocen al menos 20 yacimientos de celestina de importancia económica, uno los cuales es el conocido como Mina La Tinaja, presentado en este trabajo como caso de estudio (Fig. V.9).

#### V.3.1 Geología local

La Sierra de Los Alamitos se encuentra sobre el Bloque de Coahuila. Bajo esta premisa, se esperaría encontrar la Formación Las Uvas, del Aptiano Tardío, de forma no concordante sobre el basamento granítico o volcano-sedimentario del Permo-Triásico, aunque hasta el momento no se han hallado afloramientos de tal formación en esta zona.

Sobreyaciendo concordantemente a la Formación Las Uvas se localiza una secuencia de calizas de estratificación media en alternancia con rocas evaporíticas (anhidrita y yeso) de la Formación Acatita del Albiano. Esta última formación aflora de manera extensa en toda la Sierra de Los Alamitos, y aloja las mineralizaciones de celestina, (la Formación Acatita equivale al miembro inferior de la Formación Aurora en su facies lagunar) (Fig. IV.4 y V.9).

En el interior de la Sierra de Los Alamitos existen muy pocos y pequeños afloramientos del miembro superior de la Formación Aurora, con edades entre el Albiano Tardío y el Cenomaniano. Sin embargo, esta formación aflora de manera amplia en la periferia de esta sierra (Fig. V.9), sobreyaciendo concordantemente a la Formación Acatita. La Formación Aurora está constituida por estratos de medios a gruesos y hasta de un carácter masivo de calizas fosilíferas (Consejo de Recursos Minerales, 1998b).

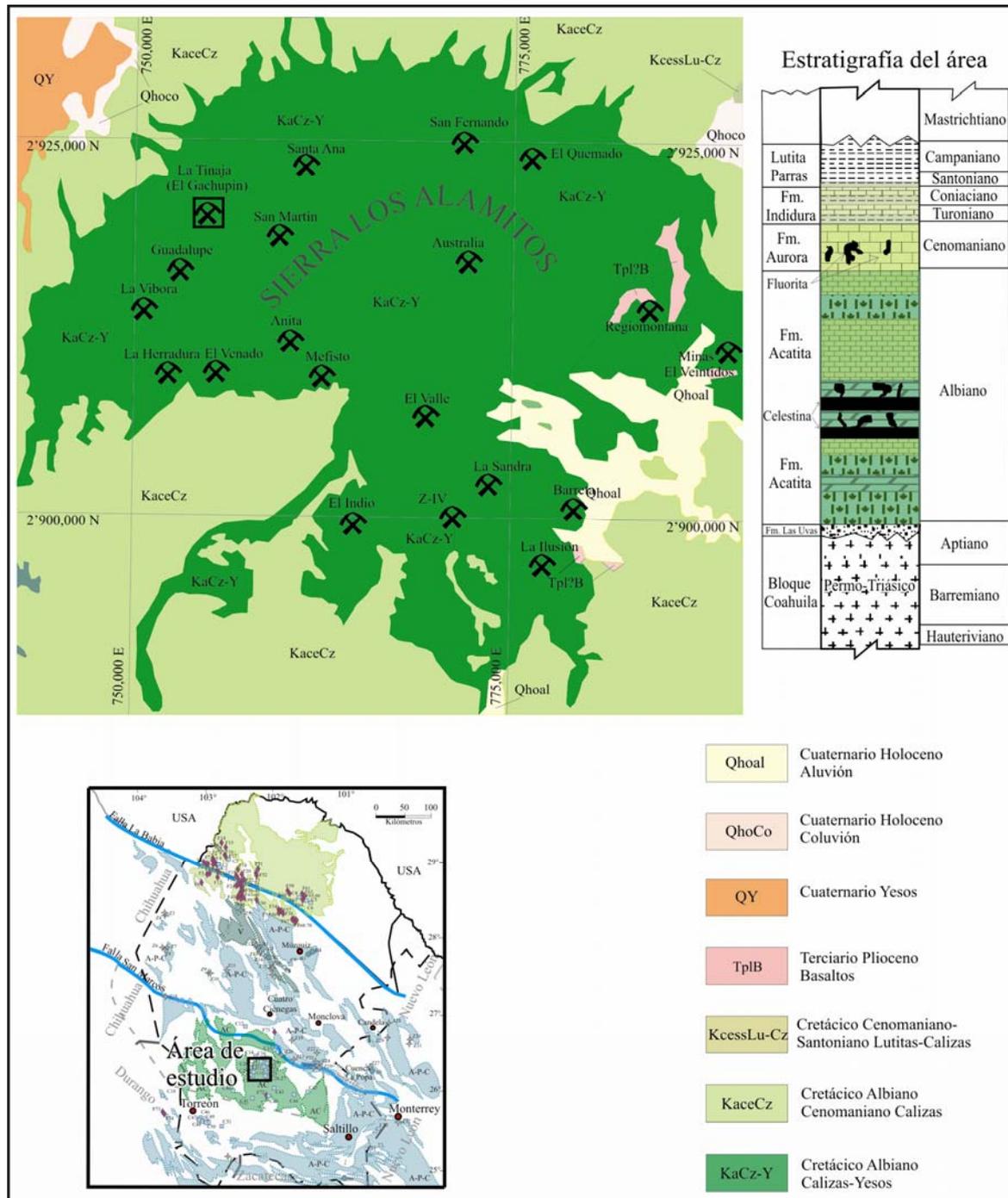


Figura V.9 Mapa geológico del distrito de celestina de la Sierra de Los Alamitos, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta. Mapa geológico adaptado del Consejo de Recursos Minerales (1998b).

En la parte oriental de la Sierra de Los Alamitos se presentan algunas coladas basálticas de probable edad pliocénica (Consejo de Recursos Minerales, 1998b), que sobreyacen discordantemente a las calizas y yesos de la Formación Acatita.

En las depresiones se depositaron conglomerados oligomícticos y aluviones del Holoceno, mientras que las depresiones lacustres forman ambientes de tipo *sabkha* en que se produce la formación de yesos, (Consejo de Recursos Minerales, 1998b, Fig. V.9).

Estructuralmente, La Sierra de Alamos presenta una serie de pliegues suaves con ejes orientados al NW.

### V.3.2 Descripción de la mineralización

Este depósito es estratoligado, se encuentra encajonado en calizas de la Formación Acatita (Fig. IV.2 y V.9), y presenta alteración incipiente en la roca encajonante (ligera dolomitización y menor silicificación) de pocos centímetros en los contactos de la mineralización. Se localiza en el flanco SW de un anticlinal suave con inclinación de 30°, el espesor del cuerpo mineral varía entre 1.5 y 3.5 m.

Texturalmente, el nivel mineralizado presenta en su parte superior una zona con espesor variable de hasta 1 m caracterizada por la presencia de grandes cristales (de hasta 10 cm de longitud) de celestina de color azul celeste, cavidades geódicas y drúsicas, y de yeso, tanto en forma de grandes cristales como en agregados sacaroidales. Hacia el centro del cuerpo se constata la ausencia de cavidades y de yeso, y la celestina se presenta en agregados con tamaño de cristal gradualmente menor, si bien conserva su color y pureza. En la base del cuerpo se presenta una zona de espesor variable de ritmitas con bandas de espesor milimétrico a centimétrico de (1) celestina de grano fino y color blanquecino, y (2) celestina rica en materia orgánica, de color oscuro.

Debido a que este depósito no presenta deformación se puede considerar que es postorogénico o, al menos, sinorogénico.

### V.3.3 Resultados

Se estudiaron 34 muestras del depósito La Tinaja (Fig. IV.9), 16 para análisis de isótopos de carbono y oxígeno, 21 para microtermometría de inclusiones fluidas, y 19 para análisis de isótopos de azufre (Tabla V.5). Ver la expresión general de dichos análisis en la tabla (V.6).

Los análisis microtermométricos de inclusiones fluidas del yacimiento de La Tinaja dieron un rango de temperaturas de fusión del hielo de -11°C a -1.1°C (un rango de salinidades de 15 y 1.9 wt.% NaCl equiv.), y un rango de temperaturas de homogenización de 44°C a 155°C (tabla V.5; Fig. V.10).

En el yacimiento de la Tinaja se analizaron las inclusiones fluidas en calcita y yeso como minerales de ganga y en celestina como mineral de mena. La gráfica de Tf vs Tmi de la figura (V. 10A), esbozan la formación de tres grupos de datos.

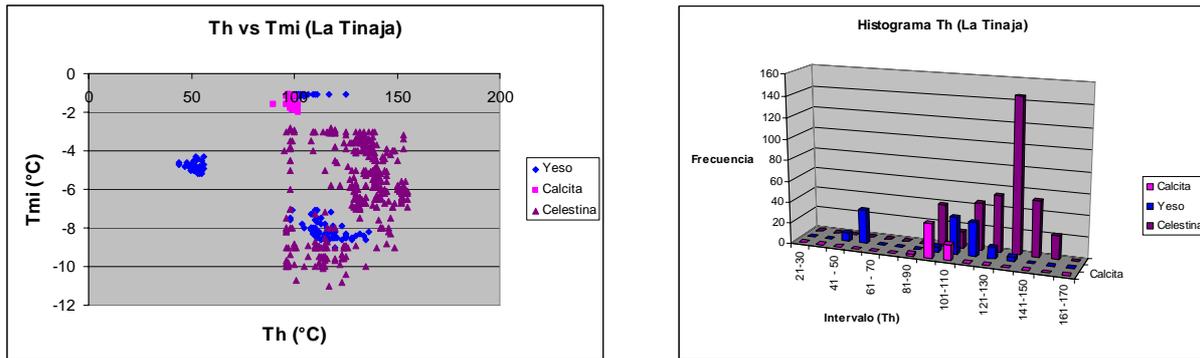


Figura V.10 Gráfica de Th vs Tm (A) e histograma de frecuencia de Th (B), de las inclusiones fluidas del depósito La Tinaja, en el distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, en Coahuila. (Th = Temperatura de homogenización, Tmi = temperatura de fusión del hielo).

Los datos microtermométricos del yeso se distribuyen en tres grupos, el primero de ellos con un rango de temperaturas de fusión del hielo muy constantes cercanas a  $-1^{\circ}\text{C}$  y temperaturas de homogenización entre  $100^{\circ}\text{C}$  y  $130^{\circ}\text{C}$ , este grupo se encuentra enlazado a un único grupo de datos del mineral de calcita, el cual presenta un rango de temperaturas de fusión del hielo entre  $-2^{\circ}\text{C}$  y  $-1^{\circ}\text{C}$  y un rango de temperaturas de homogenización muy cercano a los  $100^{\circ}\text{C}$ . Un segundo grupo del yeso se encuentra delimitado por las temperaturas de fusión del hielo entre  $-5.5^{\circ}\text{C}$  y  $-4.5^{\circ}\text{C}$  y temperaturas de homogenización muy próximos a los  $50^{\circ}\text{C}$ . El tercer grupo formado para los datos del yeso, presenta temperaturas de fusión del hielo entre  $-9^{\circ}\text{C}$  y  $-7^{\circ}\text{C}$  y temperaturas de homogenización de  $95^{\circ}\text{C}$  a  $140^{\circ}\text{C}$ .

La distribución de los datos del mineral de celestina es más dispersa en relación a los otros grupos de datos, ya que el rango de temperaturas de fusión del hielo para este mineral está entre  $-11^{\circ}\text{C}$  y  $-2.8^{\circ}\text{C}$  y el rango de temperaturas de homogenización oscila entre los  $95^{\circ}\text{C}$  y  $155^{\circ}\text{C}$ .

El histograma de frecuencias de la figura (V.10B) muestra tres distribuciones de frecuencia, uno caracterizado por bajas temperaturas de homogenización entre los rangos  $41^{\circ}\text{C}$  a  $60^{\circ}\text{C}$  del mineral de yeso. Una segunda distribución en la que coexiste yeso, calcita y celestina entre los rangos de  $91^{\circ}\text{C}$  a  $110^{\circ}\text{C}$  y una última distribución formada solo por mineral de celestina entre los rangos de  $110^{\circ}\text{C}$  a  $160^{\circ}\text{C}$ .

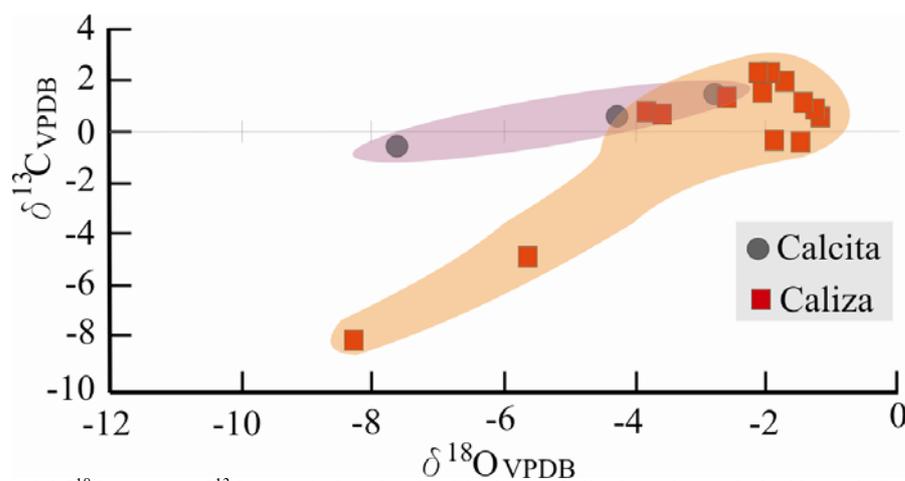


Figura V.11 Gráfica del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  vs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  de la mina La Tinaja en el distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, Coah.

El rango de valores para el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en el yacimiento La Tinaja es de  $-8.17\text{‰}$  a  $2.29\text{‰}$ , así mismo, el rango para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  está entre  $-8.23\text{‰}$  y  $-1.22\text{‰}$ , y para el  $\delta^{34}\text{S}_{\text{VCDT}}$  es entre  $17.2\text{‰}$  y  $17.8\text{‰}$  (Fig. V.11).

En la figura V.11, se observa un comportamiento diferente entre los los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  y los del  $\delta^{13}\text{C}$  de la caliza con respecto a los de la calcita. Los valores en la caliza se distribuyen en una correlación positiva con una concentración de estos en el rango de -1.22 a 3.78 en el  $\delta^{18}\text{O}$  y entre el 2.25 y el -0.59 del  $\delta^{13}\text{C}$ , continuando con un empobrecimiento de ambos isótopos pesados. Los valores isotópicos de la calcita muestran una correlación con tendencia positiva pero con una pendiente menor que la caliza y una variación más marcada en los valores del  $\delta^{18}\text{O}$  comparados con los del  $\delta^{13}\text{C}$ .

Tabla V.5 Resultados de estudios microtermométricos e isotópicos en el depósito La Tinaja, del distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, Coah.

Lugar	Material	Clave	Resultados									
			Inclusiones Fluidas					Isótopos estables				
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Rango de Salinidad wt.% NaCl equiv.	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ VCDT (‰)	
TINAJA	Caliza	TN-1							1.92	-1.69	29.17	
"	Caliza	TN-2							0.80	-3.78	27.01	
"	Calcita	TN-3							1.51	-2.76	28.06	
"	Caliza	TN-3							1.21	-2.54	28.29	
"	Caliza	TN-4							-4.89	-5.60	25.14	
"	Caliza	TN-5							0.88	-1.22	29.65	
"	Caliza	TN-6							2.25	-2.05	28.80	
"	Caliza	TN-7							-0.31	-1.84	29.01	
"	Caliza	TN-8							1.20	-1.37	29.50	
"	Caliza	TN-9							-0.40	-1.36	29.51	
"	Yeso	TN-10	98 a 125	110	-7.6 a -9	-8	11.2 a 12.9					TNJ-25
"	Yeso	TN-11	44 a 56	52	-4.6 a -5.2	-4.8	7.3 a 8.1					TNJ-101
"	Yeso	TN-12	110 a 136	120	-7.1 a -8.6	-8.2	10.6 a 12.6					TNJ-104
"	Yeso	TN-13	100 a 125	105	-1.1 a -1.2	-1.1	1.9 a 2.1					TNJ-105
"	Calcita	TN-14	90 a 102	99	-1.1 a -2	-1.6	1.9 a 3.4	0.55	-4.25	26.53		
"	Celestina	TN-15	98 a 139	118	-2.9 a -3.4	-3	4.8 a 5.6					TNJ-102
"	Celestina	TN-16	130 a 140	134	-3.3 a -6.9	-3.9	5.4 a 10.4			20.03	17.8	
"	Celestina	TN-17	124 a 138	135	-3.6 a -6	-3.8	5.9 a 9.2					TNJ-24
"	Celestina	TN-18	134 a 145	140	-5.1 a -6.7	-5.3	8 a 10.1					TNJ-23
"	Celestina	TN-19	138 a 142	139	-5 a -6.9	-5.5	7.9 a 10.4					TNJ-9
"	Celestina	TN-20	120 a 135	130	-4.5 a -7	-6	7.2 a 10.5					TNJ-10
"	Celestina	TN-21	115 a 132	128	-5 a -8	-6.4	7.9 a 11.7					
"	Celestina	TN-22	139 a 146	140	-4.3 a -6.6	-5.2	6.9 a 10					TNJ-13
"	Celestina	TN-23								19.81	17.8	
"	Celestina	TN-23	130 a 148	142	-3 a -9	-6.6	5 a 12.9			20.40	17.2	
"	Celestina	TN-24	128 a 155	148	-5.6 a -6.9	-6.1	8.7 a 10.4					TNJ-15
"	Celestina	TN-25	93 a 153	138	-2.9 a -4.5	-4	4.8 a 7.2					TNJ-16
"	Celestina	TN-26	98 a 100	98	-2.8 a -7	-4.5	4.7 a 10.5					TNJ-17
"	Celestina	TN-27	96 a 135	100	-8 a -11	-9.5	11.7 a 15					TNJ-21
"	Celestina	TN-28	99 a 140	115	-3.5 a -9	-8.6	5.7 a 12.9					TNJ-19
"	Celestina	TN-29	95 a 126	112	-4 a -10	-8.5	6.5 a 13.9					TNJ-20
"	Caliza	TN-30						1.51	-2.00	28.85		
"	Celestina	TN-30	96 a 125	114	-8 a -11	-9.5	11.7 a 15					TNJ-11
"	Caliza	TN-31						2.29	-1.94	28.91		
"	Caliza	TN-32						0.66	-3.51			
"	Caliza	TN-32						0.59	-1.13			
"	Caliza	TN-33						-8.17	-8.23			
"	Calcita	TN-34						-0.55	-7.6			

Tmi = Temperatura de fusión del hielo  
Tf = Temperatura de homogenización  
wt.% NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl

Tabla V.6 Resultados promedio por especie mineral y/o roca de los estudios realizados a las muestras del depósito La Tinaja del distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, Coah.

Lugar	Material	Clave	Promedios									
			Inclusiones Fluidas					Isótopos estables				
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Rango de Salinidad % eq. Peso de NaCl	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	$\delta^{34}\text{S}$ VCDT (‰)	
TINAJA	Caliza (Alto)								0.29	-2.38	28.45	
"	Calcita (Alto)								0.80	-3.78	27.01	
"	Yeso		44 a 136	93.5	-1.1 a -9	-5.69	1.9 a 12.9					
"	Celestina		93 a 155	129.6	-2.8 a -11	-5.88	4.7 a 15					
"	Calcita		90 a 102	99	-1.1 a -2	-1.6	1.9 a 3.4					
"	Caliza (Cuerpo)							1.51	-2.00	28.85		
"	Caliza (Bajo)							1.157	-3.70	27.09		
"	Calcita (Bajo)							-0.55	-7.60	23.08		
"	Celestina	González-Partida et al. (2003)	70 a 160		-1.5 a -15		2.6 a 18.6					17.2 a 17.8

Tmi = Temperatura de fusión del hielo  
Tf = Temperatura de homogenización  
wt.% NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl

#### V.4 Distrito minero de La Encantada-Buenavista (Mina La Sabina)

El distrito minero de La Encantada-Buenavista se localiza a 125 kilómetros en línea recta al NW de la ciudad de Melchor Múzquiz, Coahuila. En este distrito se conocen al menos 30 yacimientos de fluorita de importancia económica. En este apartado se presenta el depósito conocido como La Sabina (Fig. V.12), explotado por la compañía Fluorita de México S. A de C. V.

##### V.4.1 Geología local

El depósito de fluorita La Sabina se localiza entre las sierras de La Encantada (al poniente) y de Buenavista al oriente, sobre el valle del Sinclinal La Sabina, con orientación regional NW-SE.

Las rocas más antiguas expuestas en el área son calizas y dolomías del miembro inferior de la Formación Aurora, del Albiano Temprano (Fig. V.12), que aflora hacia la parte sur del área. Ésta formación se encuentra truncada en su extremo norte por una falla normal, misma que la pone en contacto con calizas de la Formación Georgetown del Albiano Tardío (equivalente en tiempo al miembro superior de la Formación Aurora). De acuerdo a la información del Servicio Geológico Mexicano (2005), en esta región la Formación Kiamichi descansa concordantemente sobre la Formación Aurora. Sin embargo, la Formación Kiamichi no ha sido reportada en la zona de la mina La Sabina.

La Formación Georgetown consiste en calizas masivas (*packstone-grainstone*) y es sobreyacida por un horizonte delgado de lutitas, el cual constituye a la Formación Del Río, del Cenomaniano Temprano (en el área se le conoce un espesor promedio de 2 m).

La Formación Buda, del Cenomaniano Medio, está formada por calizas (*mudstone* y *wackestone*) en estratos delgados a gruesos, y sobreyace concordantemente a la Formación Del Río (Fig. IV. 2 y V. 12).

Las rocas representativas del Cenomaniano Tardío al Turoniano corresponden a una secuencia de calizas arcillosas intercalada con lutitas calcáreas, cuyo conjunto conforma la Formación Eagle Ford. Ésta descansa concordantemente sobre la Formación Buda y cambia de manera transicional hacia su cima a calizas menos arcillosas que en su base (*mudstone*) con algunas intercalaciones de lutita laminar de la Formación Austin, del Coniaciano-Santoniano. Dentro de la secuencia sedimentaria cretácica, la Formación Austin es la unidad más joven que aflora en el área de la mina La Sabina (Fig. V.12).

La zona minera de La Sabina presenta rocas intrusivas de composición intermedia del Oligoceno, según un alineamiento N-S (Fig. V.12). Hacia la parte NE del área se reporta la presencia de tres afloramientos de rocas volcánicas-subvolcánicas ácidas, dos de los cuales con pórfidos riolíticos y riolitas, y uno con riolitas y tobas riolíticas (Fig. V.12).

Cubriendo de manera discordante a las unidades anteriores se presentan conglomerados oligomícticos y aluviones holocénicos, principalmente en la parte ENE del área (Fig V.12).

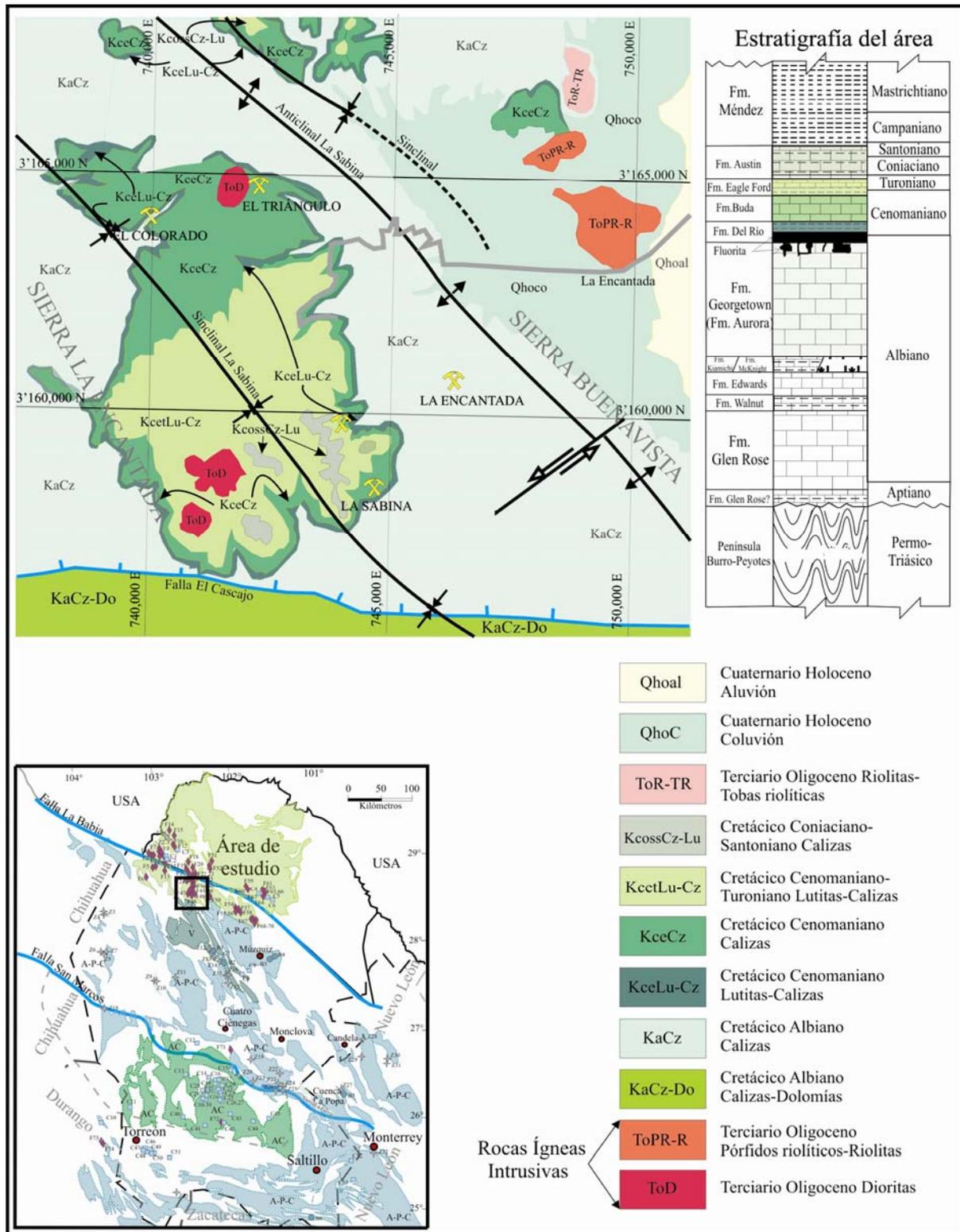


Figura V.12 Mapa geológico del distrito de fluorita del distrito de La Encantada-Buenavista, Coahuila, mostrando su columna estratigráfica y la ubicación de la mineralización dentro de ésta. Mapa geológico adaptado del Servicio Geológico Mexicano (2005).

#### V.4.2 Descripción de la mineralización

La mineralización es estratoligada (mantos), en forma de relleno de fracturas y cavidades kársticas, y en brechas hidráulicas y de colapso. Los mantos se encajonan en el contacto entre las lutitas de la Formación Del Río y las calizas de la Formación Georgetown, y los rellenos de fracturas y de cavidades se encuentran generalmente en la cima de esta última, aunque es común la presencia de fluorita diseminada dentro de las lutitas.

La cristalización de fluorita se encuentra bien desarrollada, de fina a gruesa, formando texturas masivas, crustiformes y zonas de ritmitas tipo cebra. Los cristales de fluorita generalmente presentan núcleos incoloros y bordes morados.

El mineral de mena es fluorita, y los de ganga son calcita y sílice en cantidades muy bajas.

En el yacimiento es notoria la presencia de materia orgánica degradada en forma de hidrocarburos. No se observa alteración alguna, salvo en los lugares en donde la mineralización es atravesada por algunos diques de composición intermedia a ácida más tardíos, en donde se observa silicificación que altera tanto la mena de fluorita como la roca encajonante.

#### V.4.3 Resultados

El rango de temperaturas de fusión del hielo para este depósito es de  $-11.4^{\circ}\text{C}$  a  $-2.6^{\circ}\text{C}$  (salinidades entre 15.4 y 4.3 wt.% NaCl equiv., y las temperaturas de homogenización tienen un rango que varía entre  $89^{\circ}\text{C}$  y  $145^{\circ}\text{C}$  (tabla V. 7 y V. 8; Fig. V. 13), González-Partida et al. (2003), indican que las inclusiones con hidrocarburos homogenizan a más bajas temperaturas que aquellas que no los tienen.

Los patrones de distribución de  $T_h$  vs  $T_{mi}$  de la fluorita de la Encantada Buenavista en la figura (V.13A) permiten separar dos grupos de datos, el primer grupo con temperaturas de fusión del hielo entre  $-4.5^{\circ}\text{C}$  a  $-2.5^{\circ}\text{C}$  y temperaturas de homogenización entre  $130^{\circ}\text{C}$  a  $145^{\circ}\text{C}$ . El segundo grupo engloba el mayor número de datos, este grupo está entre un rango de temperaturas de fusión del hielo de  $-11.5^{\circ}\text{C}$  a  $-6.7^{\circ}\text{C}$  y entre las temperaturas de homogenización de  $89^{\circ}\text{C}$  y  $145^{\circ}\text{C}$ .

El histograma de frecuencias de la figura (V.13B), muestra una distribución casi normal con sesgo positivo.

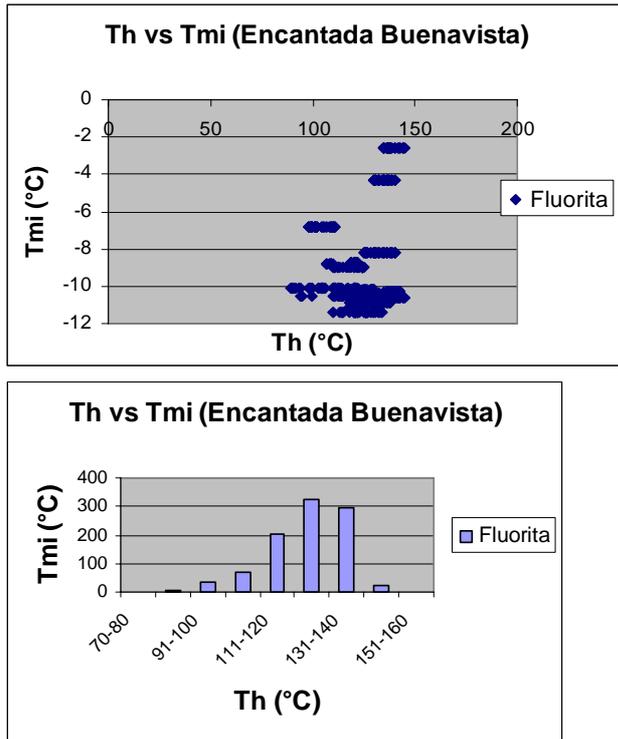


Figura V. 13 Gráfica de Th vs Tmi (A) e histograma de frecuencia de Th (B), de las inclusiones fluidas de la mina La Sabina, en el distrito minero de La Encantada Buenavista. (Th = Temperatura de homogenización, Tmi = temperatura de fusión del hielo).

Los valores para el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  en este yacimiento tienen un rango de 0.0 ‰ a 2.45 ‰, y el rango para el  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  está entre -14.3 ‰ y -5.1 ‰, (tabla V.7 y V. 8; Fig. V.14).

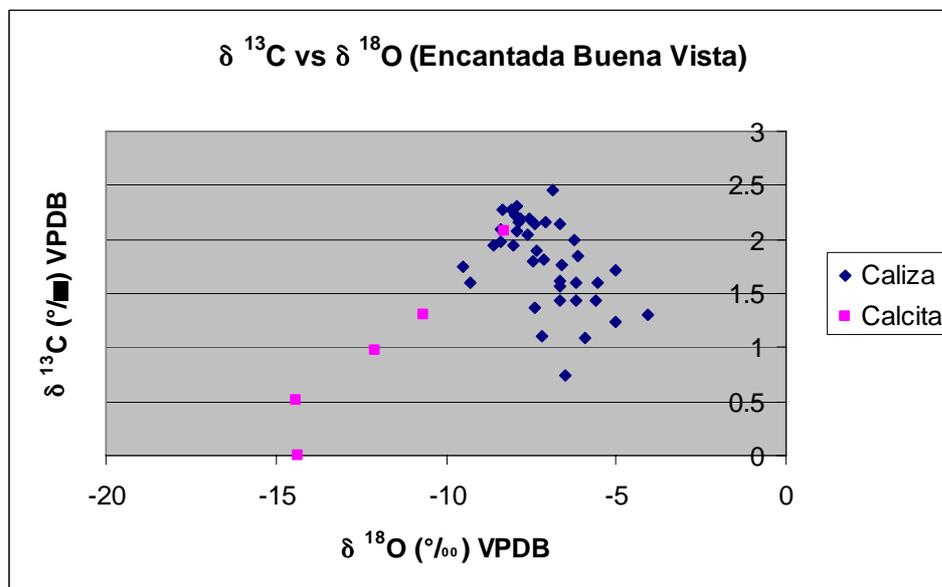


Figura V.14 Gráfica del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  vs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  de la mina La Sabina en el distrito minero de La Encantada Buenavista, Coah.

El gráfico de  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  de la figura (V.14), presenta una correlación negativa para los valores de la caliza (empobrecimiento en el  $\delta^{18}\text{O}$  y enriquecimiento de  $\delta^{13}\text{C}$ ), contrariamente, los valores isotópicos para la calcita muestran una correlación positiva, con un enriquecimiento para ambos isótopos pesados.

Los análisis de los halógenos cloro y bromo y de los metales ligeros litio, sodio y potasio, presentan rangos para el cloro, de 47661 a 91180 ppm, para el Br, de 158 a 656 ppm, para el litio, de 18 a 434 ppm, para el sodio, de 12510 a 70006 ppm, y para el potasio de 331 a 4829 ppm, (tabla V.9).

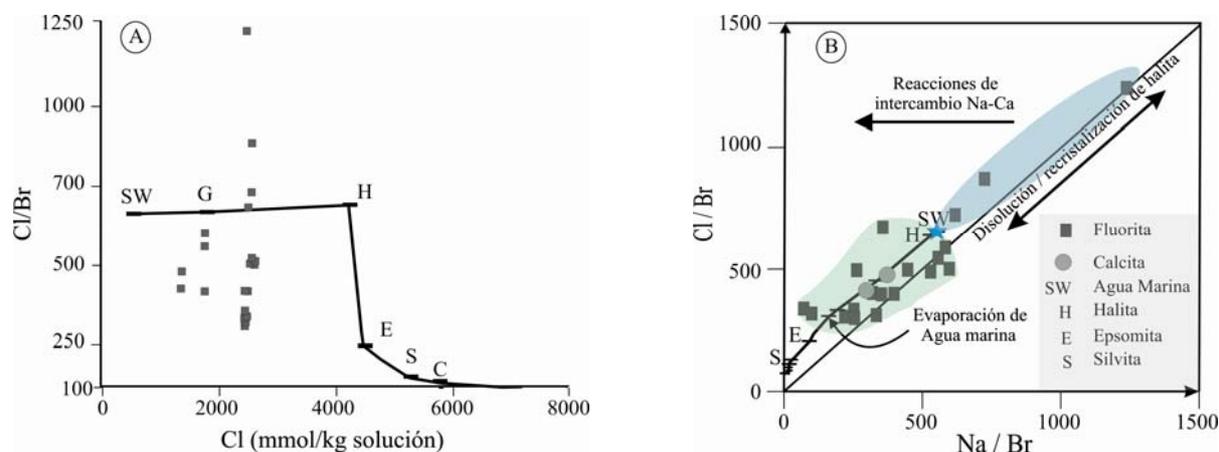


Figura V.15 A: Diagrama Cl vs Cl/Br y B: Na/Br vs Cl/Br de la composición de los fluidos determinada a partir de análisis de crush-leach en muestras del distrito minero La Encantada Buenavista. Línea de evaporación del agua marina de Fontes y Matray (1993).

Tabla V.7 Resultados de estudios microtermométricos e isotópicos en el depósito La Sabina, del distrito minero de La Encantada-Buenavista, Coah.

Lugar	Material	Clave	Resultados					Isótopos estables		
			Rango Th(°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Rango de Salinidad wt.% NaCl equiv.	$\delta^{13}C$ VPDB (‰)	$\delta^{18}O$ VPDB (‰)	$\delta^{18}O$ VSMOW (‰)
La Encantada-Buenavista	Caliza	EB1						1.56	-6.67	24.03
"	Fluorita	EB1A	114 a 130	122	-10.2	-10.2	14.2			
"	Caliza	EB2						1.90	-7.36	23.32
"	Caliza	EB3						2.20	-7.53	23.15
"	Fluorita	EB3A	100 a 170	123	-10.9 a -12	-11.07	14.9 a 16			
"	Caliza	EB4						2.16	-7.87	22.80
"	Caliza	EB5						2.00	-6.24	24.48
"	Fluorita	EB6	90 a 134	100	-11 a -12	-11.5	15 a 16			
"	Caliza	EB7						2.45	-6.85	23.85
"	Caliza	EB8						1.60	-6.16	24.56
"	Calcita	EB9						1.30	-10.68	19.90
"	Caliza	EB9						1.60	-9.30	21.32
"	Fluorita	EB9A	115 a 165	135	-2.6 a -10.6	-5	4.3 a 14.6			
"	Caliza	EB10						2.20	-7.80	22.87
"	Caliza	EB11						2.22	-7.98	22.68
"	Fluorita	EB11A	136 a 153	145	-10.3	-10.3	14.3			
"	Caliza	EB12						1.08	-5.90	24.83
"	Caliza	EB13						1.43	-5.61	25.13
"	Fluorita	EB13A	119 a 140	131	-10.51	-10.51	14.5			
"	Caliza	EB14						2.07	-7.94	22.72
"	Calcita	EB15						2.07	-8.28	22.37
"	Caliza	EB15						1.60	-5.54	25.20
"	Fluorita	EB15A	60 a 145	96.75	-7 a -16.7	-9.67	10.5 a 20			
"	Caliza	EB16						1.76	-6.62	24.09
"	Caliza	EB17						1.62	-6.67	24.03
"	Fluorita	EB17A	117 a 136	125	-10.4	-10.4	14.4			
"	Caliza	EB18						2.15	-7.39	23.29
"	Caliza	EB19						1.85	-6.14	24.58
"	Roca	EB20								
"	Fluorita	EB20	45 a 131	114.2	-10 a -11.2	-10.7	13.9 a 15.2			
"	Caliza	EB21						1.94	-8.03	22.63
"	Calcita	EB22						0.51	-14.42	16.04
"	Caliza	EB22						1.75	-9.49	21.13
"	Caliza	EB23						2.10	-8.37	22.28
"	Fluorita	EB23	115 a 145	116.4	-4 a -8.9	-6.77	6.5 a 12.7			
"	Caliza	EB24						1.82	-7.11	23.58
"	Caliza	EB25						1.98	-8.39	22.26
"	Caliza	EB26						2.14	-6.66	24.04
"	Fluorita	EB26A	100 a 130	113.4	-8.3 a -9.4	-9.09	12 a 13.3			
"	Caliza	EB27						1.95	-8.61	22.03

"	Caliza	EB28						1.72	-4.99	25.77
"	Fluorita	EB28A	90 a 140	107.3	-5 a -10.5	-8.71	7.9 a 14.5			
"	Caliza	EB29						1.36	-7.37	23.31
"	Caliza	EB30						2.21	-7.94	22.72
"	Fluorita	EB30A	51 a 152	119.4	-9.5 a -11	-10.4	13.4 a 15			
"	Caliza	EB31						2.16	-7.09	23.60
"	Caliza	EB32						0.75	-6.50	24.21
"	Fluorita	EB33A	70 a 159	127.7	-8.1 a -11	-9.02	11.8 a 15			
"	Fluorita	EB33B	105 a 129	110	-8.7 a -10.7	-9.5	12.5 a 14.7			
"	Caliza	EB35						2.27	-8.06	22.60
"	Fluorita	EB35A	125 a 140	133	-8.9	-8.9	12.7			
"	Caliza	EB36						2.05	-7.60	23.08
"	Caliza	EB37						2.31	-7.93	22.73
"	Fluorita	EB38	53 a 100	85.8	-6.9 a -9	-7.74	10.4 a 12.9			
"	Caliza	EB39						2.27	-8.32	22.33
"	Caliza	EB40						1.31	-4.07	26.71
"	Fluorita	EB40A	119 a 125	121	-10.2	-10.2	14.2			
"	Caliza	EB41						1.79	-7.43	23.25
"	Calcita	EB42						0.97	-12.11	18.43
"	Caliza	EB43						1.44	-6.64	24.06
"	Calcita	EB44						0.00	-14.34	16.13
"	Caliza	EB45						1.11	-7.18	23.51
"	Caliza	EB46						1.23	-5.00	25.76
"	Caliza	EB47						1.44	-6.19	24.53

Tmi = Temperatura de fusión del hielo  
 Tf = Temperatura de homogenización  
 wt.% NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl  
 Datos de inclusiones fluidas de González-Partida et al. (2003)

La figura (V.15A) presenta la gráfica de la composición del cl vs Cl/Br para el distrito de La Encantada Buenavista, en esta se observa que la mayoría de los datos quedan por debajo de la curva de evaporación del agua marina, mismos que han alcanzado la saturación con respecto a la halita, los valores localizados por arriba de esta curva han sufrido algún tipo de disolución-recristalización de la halita. La gráfica de las relaciones Na/Br vs Cl/Br (Fig. V.15B), configura dos grupos, uno de ellos sigue la tendencia paralela de la línea de evaporación del agua marina, por ambos lados de esta línea. El otro grupo sigue una tendencia hacia la línea de disolución/recristalización de la halita.

Tabla V.8 Resultados promedio por especie mineral de los estudios microtermométricos e isotópicos realizados a las muestras del depósito La Sabina del distrito minero de La Encantada - Buenavista, Coah.

Lugar	Material	Referencia	Promedios								
			Inclusiones Fluidas					Isótopos estables			
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Rango de Salinidad wt.% NaCl equiv.	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VSMOW (‰)	
La Encantada-Buenavista	Caliza								1.88	-7.18	23.5
"	Calcita								0.97	-11.96	18.57
"	Fluorita	González-Partida et al. (2003)	50 a 170	109.11	-4 a -16.7	-8.89	6.5 a 20				
"	Fluorita	Kesler (1974)	125 a 165								

Tmi = Temperatura de fusión del hielo  
 Tf = Temperatura de homogenización  
 wt.% NaCl equiv. = Porcentaje en peso equivalente a NaCl

Tabla V.9 Resultados de estudios por halógenos y elementos alcalinos realizados a las muestras del distrito minero de La Encantada-Buenavista, Coah.

Muestra	Material	Na	K	Li	Cl	Br
EB9-A	Calcita	989	24	5	1327	3
ENC-30	Fluorita	2184	97	62	2525	3
ENC-22	Fluorita	2123	68	59	2543	3
ENC-27	Fluorita	1076	28	4	1327	3
ENC-25	Calcita	2026	49	11	2394	8
ENC-31	Fluorita	1287	79	39	2439	4
ENC-23	Fluorita	2445	55	43	2443	2
ENC-27	Fluorita	1843	50	8	2413	7
ENC-31	Fluorita	540	8	3	2397	7
ENC-35	Fluorita	2149	47	9	2433	6

ENC-22	Fluorita	2828	75	12	2606	5
ENC K-1	Fluorita	1375	24	4	1329	2
ENC-27	Fluorita	1327	44	11	2538	5
ENC-30	Fluorita	2401	65	18	2399	6
ENC-31	Fluorita	3025	80	21	2521	5
ENC-18	Calcita	1791	25	27	2429	8
ENC-22	Fluorita	1074	28	7	1328	3
ENC-23	Fluorita	1318	29	12	1330	2
ENC-27	Fluorita	2617	86	23	2412	8
ENC-35	Fluorita	724	57	33	2396	8
EB-35	Fluorita	2380	47	33	2606	5

Los valores están en mmol/kg de solución

### V.5 Microtermometría de inclusiones fluidas y geoquímica de isótopos estables de otros depósitos estudiados en la Provincia MVT del Noreste de México

A título de complemento, se presentan datos de los depósitos estudiados durante ésta investigación y que no fueron expuestos como casos de estudio en este trabajo. Así mismo, se incluye una recopilación de datos para yacimientos que fueron estudiados con anterioridad en alguna disciplina, mismos que han sido complementados mediante otros estudios realizados durante el desarrollo de este trabajo (tabla V.10 y V.11).

Para más información, consultar el anexo III, "Los yacimientos estratoligados del Noreste de México".

Tabla V.10 Resultados promedio por especie mineral de los estudios microtermométricos y de isótopos estables realizados a muestras de varios depósitos de celestina, barita, fluorita y Zn-Pb de la Provincia MVT del Noreste de México.

Lugar	Material	Referencia	Promedios								
			Inclusiones Fluidas				Isótopos estables				
			Rango Th (°C)	Th Prom. (°C)	Rango Tmi (°C)	Tmi Prom. (°C)	Rango de Salinidad % eq. Peso de NaCl	$\delta^{13}\text{C}$ VPDB (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ VPDB (‰)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\delta^{34}\text{S}$ VCDT (‰)
El Tule	Calcita		58 a 110	85	-5.2 a -7.6	-6.4	8.1 a 11.2				
"	Celestina		107 a 145	135	-2.8 a -7.2	-6.3	4.7 a 10.7				
"	Fluorita		130 a 139	134	-1 a -3	-2.5	1.7 a 5				
"	Fluorita/ Celestina	González-Partida et al. (2003)	130 a 165								6.4 a 13.2
La Aurora	Fluorita		128 a 136	133	-5.3 a -10	-8	8.3 a 13.9				
"	Calcita		70 a 110	89	-8.1 a -9.8	-8.4	11.8 a 13.7				
"	Fluorita	Kesler (1977)	70 a 148		-5.1 a -17.8					0.70768 a 0.70789	
Korea	Fluorita		114 a 140	129	-10.5 a -11	-10.8	14.5 a 15.5				
Ana Gabriela	Celestina		84 a 130	121	-8.5 a -9.2	-9	12.3 a 13.1				
Alicia	Fluorita		80 a 110	101	-0.2 a -1.4	-1	0.4 a 2.4				
Cuatro Ciénegas	Caliza							0.37	-8.26		
"	Calcita							1.13	-8.02		
"	Fluorita		82 a 120	104							
"	Fluorita		80 a 160	126.3	-1.8 a -15	-7.85	3.1 a 18.6				
"	Calcita		91 a 125	131.8	-7.1 a -15	-10.16	10.6 a 18.6				
"	Celestina	Kesler y Jones (1981)									13.6
San Agustín	Caliza							1.43	-2.05		
"	Calcita							-1.99	8.82		
"	Celestina		98 a 160	128	-5 a -14.9	-13.5	7.9 a 18.6				
"	Calcita		62 a 110	85	-5 a -12.1	-11	7.9 a 16.1				
"	Yeso		127 a 150	140	-14 a -14.7	-14.5	17.8 a 18.4				
"	Yeso									0.70761	16.4
"	Celestina	Kesler y Jones (1981)								0.70755 a 0.70767	17.2 a 18.2
"	Barita									0.70782 a 0.70800	16.8 a 38.3
Lucero	Celestina	Puente-Solis (2007)	63.6 a 175.4	103.7	-1.6 a -12.6	-7.07	2.7 a 16.5				
"	Celestina										18.5 a 21.8
"	Caliza							1.24	-4.1		
"	Calcita							1.71	-7.45		
"	Yeso										
Volcán	Caliza							1.38	-1.49		

"	Calcita							2.11	-2.14		
"	Calcita		65 a 101	86.04	-2 a -10	-7.19	3.4 a 13.9				
"	Celestina	González-Partida et al. (2003)	86 a 140	118.7	0 a -14	-8.26	0 a 17.8				17.2 a 17.7
"	Celestina	Villareal-Fuentes et al. (2007)	62 a 120		-1.75 a -11.9		2.9 a 15.9				
Área Alamitos	Celestina	Kesler y Jones (1981)								0.70756 a 0.70765	16.3 a 17
Venado	Caliza							1.50	-2.29		
"	Calcita							2.21	-2.56		
"	Calcita		86.6 a 116.8	95.85	-1 a -13	-8.04	1.7 a 16.9				
"	Celestina		88.3 a 135	122.1	0 a -16	-9.68	0 a 19.5				19.24
"	Celestina	Ramos-Rosique et al. (2005)	80 a 140		0 a -12		0 a 16				
Diablo	Caliza							1.27	-2.23		
"	Calcita		40 a 50	46.5	-1 a -4.5	-3	1.7 a 7.2				
"	Celestina		80 a 140	109.6	0 a -13	-8.13	1.7 a 16.9				??
Víbora	Celestina	González-Partida et al. (2003)	83 a 106		-6.7 a -16.9		10.1 a 20.2				
Víbora	Celestina		86 a 115	95	-6.6 a -9	-6.5	10 a 12.9				
Berrendo	Celestina	* Tmhh = -32	150 a 211	181.7	-9.3 a -16	-11.79	13.2 a 19.5				24.4 a 33
"	Barita	* Tmhh = -32	191 a 210	169.3	-9 a -25	-17.47	12.9 a -26				25 a 31.9
"	Qz+Sph	* Tmhh = -52	165 a 225	195.2	-20 a -26	-24.06	22.4 a -27				25.7 a 29.3
"	Barita + Sph	* Tmhh = -32	152 a 180	157.3	-11.6 a -16	-14.28	15.6 a 19.5				
"	Caliza							-5.39	-5.31		
"	azufre										8.08
"	Yeso										20.5 a 27.5
Lilas	Galena										7.8
Tres Mantos	Caliza							1.33	-2.02		
Fm. Minas Viejas	Yeso										17.76
Aguachile	Fluorita	González-Partida et al. (2003)	130 a 165		-1.75 a -2.4		2.9 a 4				
Ursulo	Fluorita		125 a 146	137.3	-14 a -19.1	-18.32	17.8 a 21.8				

\* Tmhh = Temperatura de fusión de la hidrohálita (grados Celsius)

Tabla V.11 Resultados de estudios de halógenos y elementos alcalinos realizados a depósitos del distrito minero de La Sierra de Los Alamitos, Coah.

Muestra	Material	Na	K	Li	Cl	Br	F
El Volcan	Celestina	1427	117	70	2454	7	21
La Tinaja	Celestina	1610	113	64	2259	6	37
La Vibora	Celestina	633	54	306	691	2	1865
La Vibora	Celestina	895	102	291	1540	8	256
El Venado	Celestina	982	105	364	1607	8	33
El Venado	Celestina	1690	127	82	2587	7	92

Los valores están en mmol/kg de solución.

La composición de las salmueras para el distrito de la Sierra de Los Alamitos en la gráfica Cl vs Cl/Br (Fig. V.16A) se localizan por debajo de la curva de evaporación del agua marina con valores típicos de la relación Cl/Br que han alcanzado la saturación con respecto a la halita (Boiron et al. 2002).

La gráfica de las relaciones Na/Br vs Cl/Br (Fig. V.16A), indican una tendencia similar a la línea de evaporación del agua marina por debajo de la saturación de la halita.

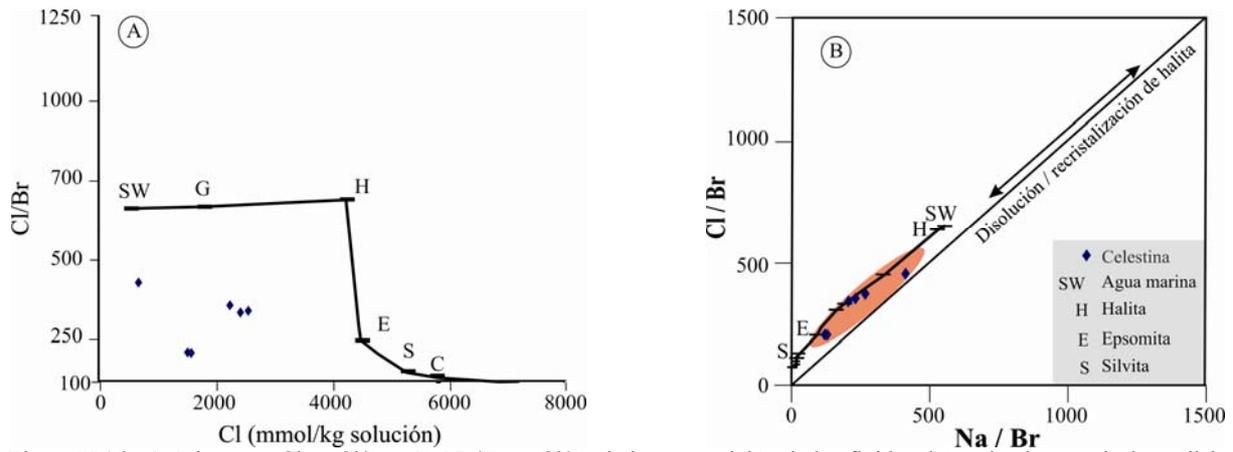


Figura V.16 A: Diagrama Cl vs Cl/Br y B: Na/Br vs Cl/Br de la composición de los fluidos determinada a partir de análisis de crush-leach en muestras del distrito minero de La Sierra de Los Alamitos. Línea de evaporación del agua marina de Fontes y Matray (1993).

Considerando la totalidad de los datos de isótopos estables de carbono y oxígeno de la Provincia Metalogénica del Noreste de México en una gráfica de  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  (Fig. V.17), se observa que existe de una manera generalizada una correlación ligeramente positiva, indicando generalmente un enriquecimiento en el  $\delta^{18}\text{O}$  tanto en la caliza como en la calcita. La gran mayoría de los datos caen dentro del campo de las calizas marinas y a valores más negativos caen dentro del campo de hidrotermalismo MV (representado por calcitas de depósitos minerales MVT).

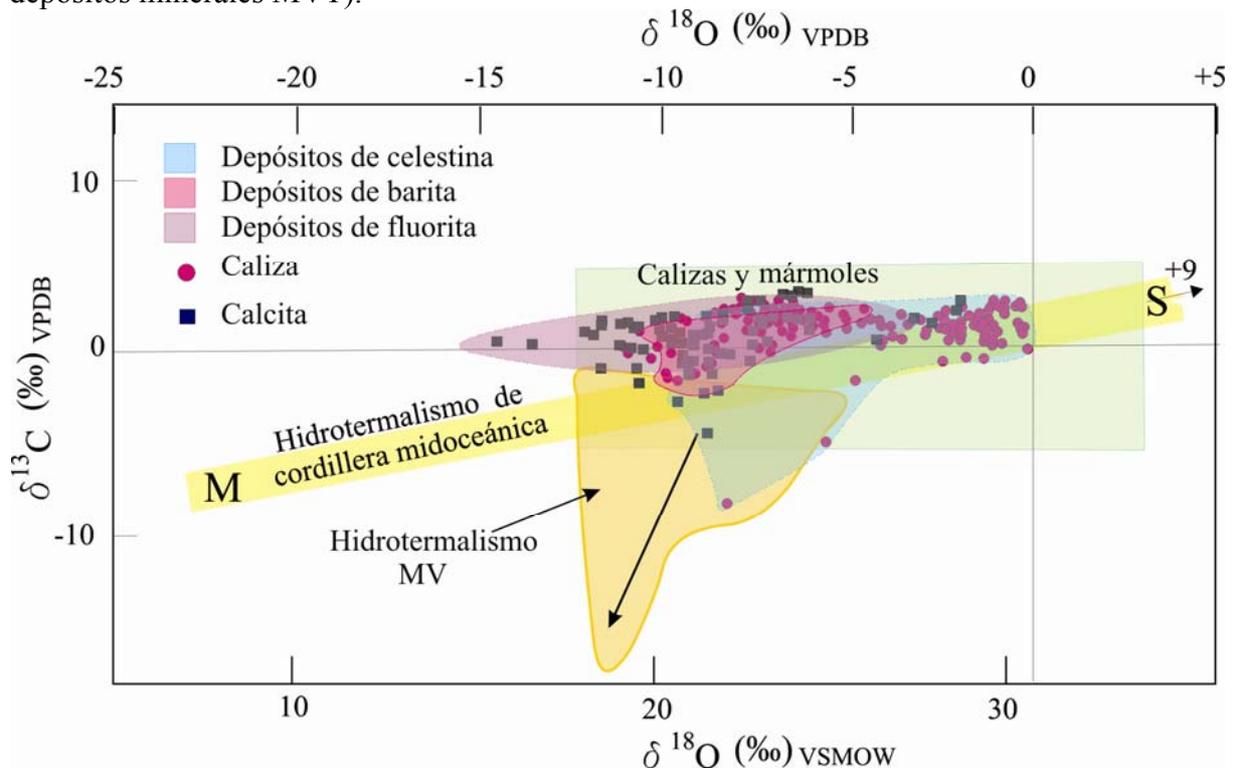


Figura V.17 Gráfica del  $\delta^{18}\text{O}_{\text{VPDB}}$  vs  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$  de la Provincia MVT del Noreste de México comparados con la composición de algunos carbonatos. Los valores para las calizas y mármoles son de Hudson (1977). Los campos para hidrotermalismo son a partir de calcitas provenientes de cordillera midoceánica con una mezcla de carbón derivado del manto (M) y carbón derivado de agua marina (S), Stakes y O'Neil (1982) y para el campo de (hidrotermalismo MV), las calcitas provienen de los depósitos Mississippi Valley-Type. La flecha dentro del campo MV apunta hacia la evolución más joven, Richardson et al. (1988). Modificado de Rollinson (1993).

Los resultados de los isótopos de azufre representados en la gráfica de la figura (V.18), muestra que la mayoría de los yacimientos guardan una cierta relación con los campos de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  publicados por Claypool et al (1980) para las evaporitas representativas del Jurásico Superior y el Cretácico Inferior. El comportamiento isotópico de los minerales de sulfatos precipitados de una salmuera padre, es el de incrementar su  $\delta^{34}\text{S}$  hasta en un 2.4‰ con respecto al material de origen (Thode y Monster 1965; Holser y Kaplan 1966). Otro grupo que se puede apreciar en esta figura, es el formado por depósitos que presentan altos valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , en especial los distritos mineros de San Agustín y Berrendos.

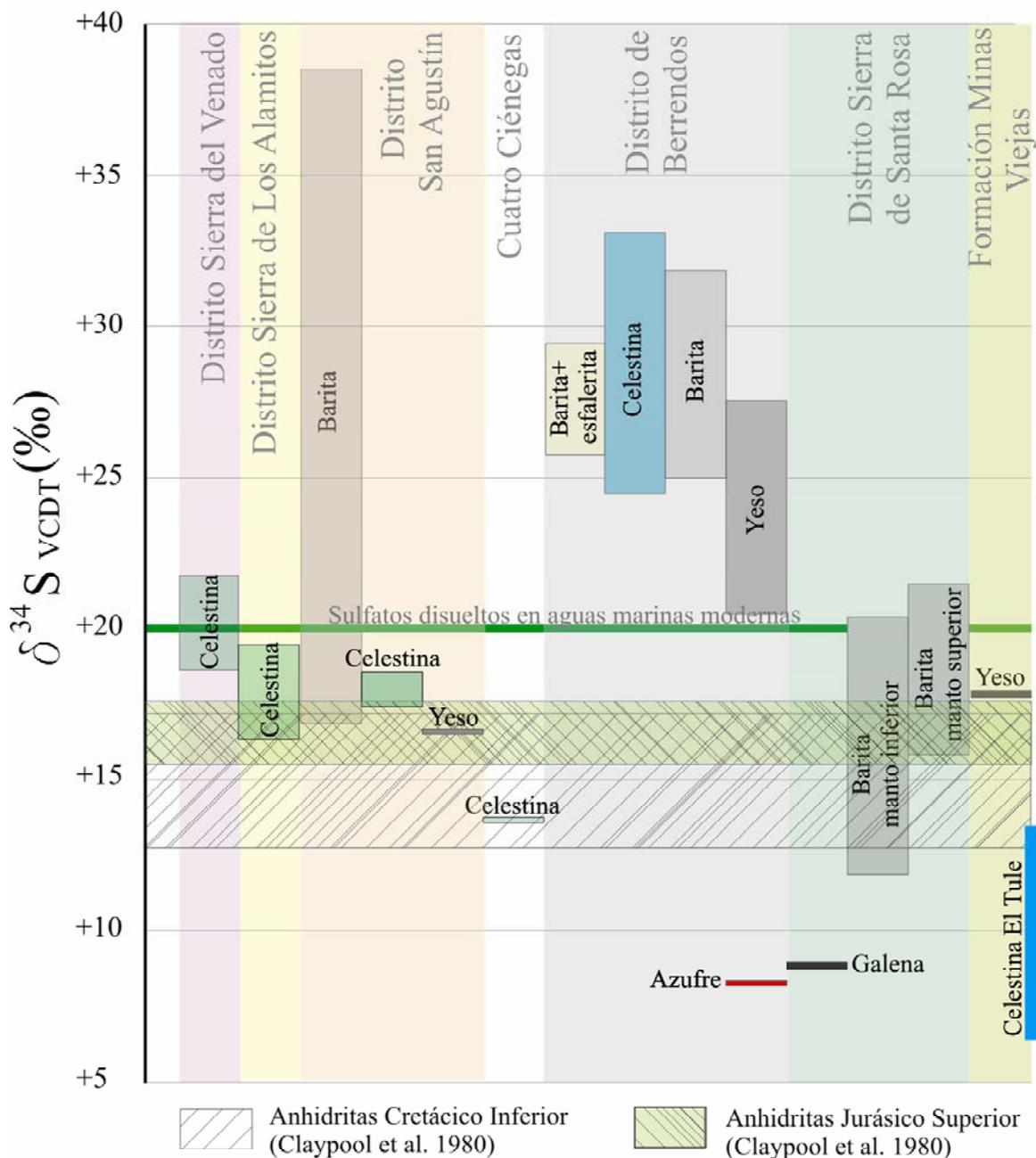


Figura V.18 Representación de los valores del  $\delta^{34}\text{S}$  (VCDT) de sulfatos y sulfuros para varios distritos mineros el noreste de México. Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  del distrito mineros de San Agustín y Cuatro Ciénegas son tomados de Kesler y Jones (1981).

## **CAPITULO VI**

### **DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES**

#### **VI.1 DISCUSIÓN**

##### **VI.1.1 Geología y distribución de los depósitos MVT del Noreste de México.**

La distribución espacial de los depósitos de celestina, barita, fluorita y Zn-Pb tipificados como MVT describe un zoneamiento regional según la mineralogía dominante de cada uno de ellos. Dicho zoneamiento está asociado a ciertos elementos paleotectónicos y/o paleogeográficos de carácter regional establecidos durante el Triásico y el Jurásico.

La mayoría de los depósitos MVT emplazados en la cuenca mesozoica del Noreste de México presentan características texturales y morfológicas comunes, siendo las principales que

- (1) los depósitos están alojados en unidades estratigráficas que contienen rocas carbonatadas de plataforma y/o evaporitas formadas durante las etapas iniciales de transgresiones marinas en fosas tectónicas que describen rasgos paleogeográficos como el Paleogolfo de Sabinas, y en pilares tectónicos que describen rasgos paleogeográficos como el Bloque de Coahuila, las paleoislas de La Mula y Monclova, el Paleoarchipiélago de Tamaulipas y la Paleopenínsula El Burro – Peyotes;
- (2) están localizados en las inmediaciones a grandes sistemas de fallas que han sido reactivadas en varias épocas, o localizados también sobre los grandes rasgos paleogeográficos delimitados por estos sistemas de fallas (e.g. Falla San Marcos y Falla La Babia), mismos que derivan o son el reflejo de grandes estructuras generadas durante la apertura del Golfo de México.

Las características geológicas presentes en el área de estudio, implican una interrelación muy estrecha entre los eventos tectónicos, las formaciones litoestratigráficas y la evolución físico-química de los fluidos involucrados. Estos fenómenos y su interrelación, influyeron en los procesos de liberación y de concentración de los elementos que, a la postre, constituyen los depósitos minerales característicos de esta región. Visto de esta manera, se puede considerar al conjunto de estas características como un metalotecto.

Ahora bien, partiendo de la definición de una provincia metalogenética, la cual se define como "*Una área caracterizada por una asociación particular de depósitos minerales, o por uno o más tipos característicos de mineralización,*" además de que, "*una provincia metalogenética puede tener más de un episodio de mineralización, o época metalogénica*", American Geological Institute (1980) y con base en los resultados de los análisis microtermométricos de inclusiones fluidas, así como los datos de los estudios de isótopos estables, los cuales conducen a concluir que los diferentes tipos mineralógicos de depósitos MVT de la región fueron formados en ambientes similares, y están también asociados a procesos geológicos análogos, incluyendo la Orogenia Larámide. Por ello, y por el carácter regional y circunscrito de su emplazamiento, es permisible agrupar este conjunto de depósitos en una provincia metalogenética no definida formalmente con anterioridad, la cual se propone aquí como "**Provincia Metalogenética MVT del Noreste de México**" o PMNM, Fig. VI.1).

Considerando la distribución de los diferentes tipos de mineralización y su disposición en grupos con predominio en cada uno de ellos de un solo tipo de mineralización, la PMNM puede, a su vez, ser subdividida en cuatro subprovincias, de sur a norte, (1) la Subprovincia Sur de Celestina, asociada con el Bloque de Coahuila, (2) la Subprovincia Central de Zn-Pb, que cubre toda la parte sur y noreste de la Cuenca de Sabinas y es subparalela a la Falla San Marcos, (3) la Subprovincia Central de Barita, localizada en la parte central norte de la Cuenca de Sabinas, y (4) la Subprovincia Norte de Fluorita, localizada sobre la Paleopenínsula El Burro – Peyotes y la Falla La Babia (Fig. VI.1).

### VI.1.2 Evolución de fluidos y comportamiento Isotópico.

Para los depósitos a los cuales se les estudiaron inclusiones fluidas en calcita además del mineral principal de mena, en las gráficas de Th vs T<sub>mi</sub>, generalmente se observa que los fluidos atrapados en la calcita presentan una tendencia hacia temperaturas de fusión del hielo más altas y hacia temperaturas de homogenización más bajas. Esto implica que los fluidos para la calcita sean más diluidos y más fríos que los fluidos participantes en la formación del mineral de mena (gráficas de las figuras V.4, V.5, V.8, V.10 y V.13).

Los histogramas de Th graficados para cada mineral muestran también de una manera casi generalizada, distribuciones con sesgos positivos y negativos, y en la mayoría de los casos se observan tendencias bimodales aunque no bien definidas. En estos histogramas se corrobora la parcialidad de los fluidos de la calcita hacia más bajas temperaturas de homogenización en relación al mineral de mena de ese mismo yacimiento, sin embargo, se puede ver también que existe traslape entre los polígonos (gráficas de las figuras V.4, V.5, V.8, V.10 y V.13).

Las variaciones en la temperatura y la salinidad de los fluidos mineralizantes inicialmente calientes, pueden ser debido a la interacción con aguas subterráneas (más frías y oxigenadas) localizadas en acuíferos someros, o a la mezcla de aguas meteóricas descendentes con los fluidos mineralizantes calientes y salinos ascendentes, lo cual traería como consecuencia la precipitación de la carga mineral de tales fluidos (Ohmoto 1986).

El comportamiento de los fluidos a presentar temperaturas de homogenización más bajas se puede deber incluso a un simple ascenso de estos hacia la superficie, sin la participación de otro fluido, en tal caso, estos seguirían un comportamiento de acuerdo a un gradiente geotérmico normal, disminuyendo su temperatura pero, en este caso, la salinidad podría mantenerse sin cambio, dependiendo del grado de interacción de estos fluidos con la roca a través de la cual circulan o de la tasa de precipitación mineral provocada por la caída de la temperatura.

El manto inferior de barita en el distrito minero de la Sierra de Santa Rosa, figura (V. 4C), se observa un grupo de datos de mineral de calcita con T<sub>mi</sub> de -5°C pero con Th entre 106°C y 120°C, este grupo de datos se encuentra en una muestra en donde el predominio de T<sub>mi</sub> es de -15°C, de tal manera que existe la posibilidad de que este grupo de inclusiones hayan sufrido alguna modificación posterior a sus condiciones iniciales de atrapamiento (fuga y relleno) (Goldstein 2001).

En el yacimiento de La Tinaja se les realizó microtermometría de inclusiones fluidas a minerales de yeso, calcita y celestina.

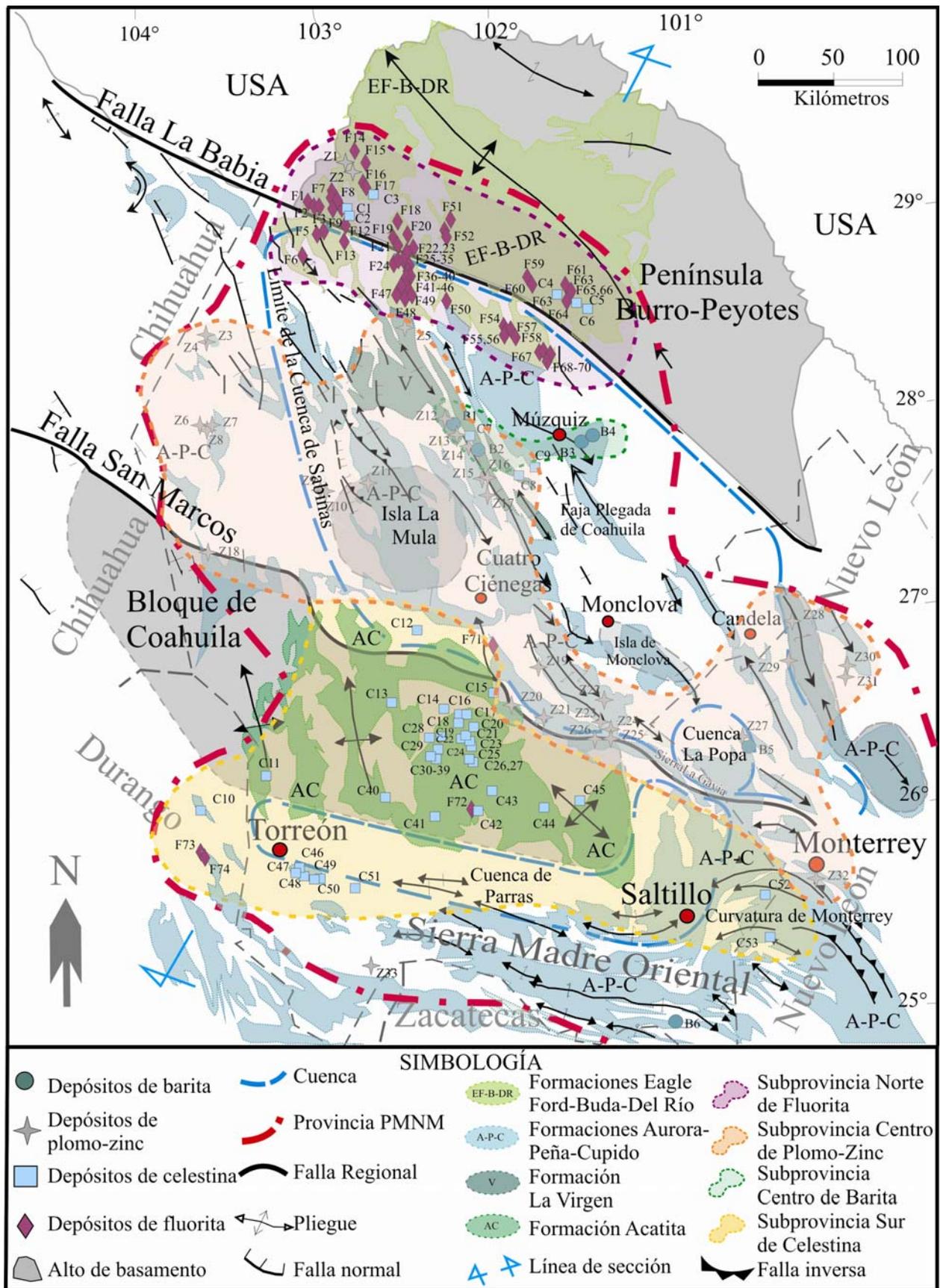


Figura VI. 1 Delimitación de la Provincia Metalogénica MVT del Noreste de México y sus cuatro sub-provincias. Base estructural y paleotopográfica modificada de Chávez-Cabello et al. (2005, 2007). Distribución de yacimientos modificada de Puente-Solis (2007). Geología simplificada de Servicio Geológico Mexicano (2006).

Los datos del yeso se presentan en tres grupos con diferentes  $T_{mi}$  (Fig. V.10A). El primer grupo caracterizado por temperaturas de homogenización entre 100°C a 135°C y temperaturas de fusión del hielo entre -7°C a -9°C (rodeado por los datos de la celestina). Un segundo con temperaturas de homogenización entre los 50°C y temperaturas de fusión alrededor de los -5°C y por último, el tercer grupo con  $T_h$  entre 100°C y 125°C pero con  $T_{mi}$  cercanas a -1°C.

En este mismo yacimiento, los datos de la calcita forman un solo grupo, el cual coincide con el tercer grupo de datos del yeso. En este caso, la calcita sigue un comportamiento semejante a los demás yacimientos, es decir, presenta una menor salinidad y temperaturas de homogenización más bajas que las del mineral de mena.

Las temperaturas de fusión del hielo de la celestina muestran a grandes rasgos una tendencia a aumentar desde la base hacia la cima del manto (tabla V. 5), en cambio, los valores más altos de  $T_h$  se cargan hacia el centro de este. El comportamiento de las  $T_{mi}$  al parecer es normal, ya que en condiciones de un gradiente normal, se espera que estas tiendan a disminuir conforme los fluidos migran hacia posiciones topográficas más altas, y la concentración de las temperaturas de homogenización más altas hacia el centro del cuerpo mineralizado puede estar provocado por un enfriamiento al contacto de los fluidos con las paredes más frías de la roca encajonante.

De acuerdo a la distribución de los datos en ambos tipos de diagramas, se puede pensar que los fluidos iniciales para la formación de la celestina siguen un proceso normal en su evolución, esto es, conforme avanza la cristalización, los fluidos se enfrían y se diluyen paulatinamente, sin embargo, una vez pasada la etapa máxima de generación de celestina (hacia el intervalo 131-140 del histograma de la figura V.10B) inicia la precipitación de yeso, simultáneamente a la celestina, una vez habiéndose diluido la salmuera, viene la etapa de cristalización de calcita. De acuerdo al carácter bimodal que presenta este histograma de  $T_h$ , es probable que hayan existido al menos dos pulsos de suministro de fluidos, uno más caliente y salado que el otro.

El grupo de datos cercanos a los 50°C de  $T_f$ , puede ser una etapa tardía de precipitación de yeso, y dado a las características de dureza y crucero de este mineral, este pudo haber sufrido un proceso de fuga y relleno en sus inclusiones, generando de esta manera el grupo de inclusiones del yeso que acompaña al grupo de la calcita, dando de esta manera  $T_f$  y  $T_{mi}$  más altas (Goldstein, 2001).

En general, el análisis de los datos de microtermometría, sugieren que la formación de los depósitos de la Provincia Metalogenética del Noreste de México (PMNM), se desarrollaron por al menos dos pulsos de fluidos, manifestados estos por el carácter bimodal de las  $T_f$  (con excepción del distrito de La Encantada-Buenavista), y en la mayoría de los casos hubo mezcla de fluidos de diferentes salinidades, lo cual provocó el enfriamiento y la dilución del fluido resultante y en muchos casos la precipitación de la carga mineral.

Para el caso del distrito minero de La Encantada, el diagrama de dispersión (Fig. V.13A) muestra que las  $T_h$  se conservan casi constantes pero con un aumento en las  $T_{mi}$ , y el histograma de la figura (V. 13B) representa una distribución unimodal con un ligero sesgo positivo (hacia temperaturas de homogenización más altas), esto sugiere la idea de que en la generación de la mineralización hubo la intervención de un solo tipo de fluido y que el suministro de este, al lugar de depósito pudo haber sido constante y con tiempo suficiente para poder precipitar toda su carga mineral y experimentar una dilución al mismo tiempo.

El análisis de los datos de inclusiones fluidas de los depósitos de la PMNM, permiten ver que los yacimientos formados a mayor profundidad en la Cuenca de Sabinas se formaron a partir de fluidos cálcicos a mayor temperatura que los yacimientos formados en secciones estratigráficamente más someras. A medida que los depósitos se localizan sobre las

plataformas, más lejos del centro de la cuenca, esto permite pensar que los fluidos mineralizantes fueron afectados por algún tipo de dilución a la par de un enfriamiento generalizado (Fig. VI. 2).

Este comportamiento de las salmueras, puede deberse a una evolución de ellas siguiendo un gradiente geotérmico normal durante su ascenso a la superficie, sin embargo, hay que considerar que pueden existir gradientes geotérmicos locales con comportamiento anormal (estos pueden ser hacia más alta y más bajas temperaturas).

La disolución-precipitación de la halita y de parte de las formaciones evaporíticas incrementa la salinidad en las salmueras, además, al efectuarse el reemplazamiento del calcio por el bario o el estroncio en estas evaporitas, dan pauta para la liberación de calcio, y de esta forma, las salmueras tengan un carácter cálcicas-sódicas hacia la parte más profunda de la cuenca, aunque independientemente de este hecho, las salmueras en la mayoría de los casos, son más saladas a medida que la profundidad de su generación sea mayor (Hanor, 1987).

Es posible que la mayor parte de las soluciones cloruradas cálcicas-sódicas provengan de las formaciones evaporíticas más profundas (Formación Minas Viejas), ya que estos fluidos serían los primeros en ser expulsados una vez alcanzada la presión litostática suficiente, entonces inicia la migración de estos fluidos en un sentido lateral dentro de la formación evaporítica hasta alcanzar las formaciones siliciclásticas en donde pueden encontrarse y mezclarse con los fluidos provenientes de otras formaciones.

Los resultados obtenidos de la microtermometría de las inclusiones fluidas para los depósitos de la PMNM, indican que las salinidades de los fluidos mineralizantes son desde bajas a altas, y las temperaturas de homogenización son de bajas a moderadas, estas características son similares a los patrones de temperaturas de homogenización y temperaturas de fusión (salinidades) reconocidas por diversos autores para los yacimientos MVT (Roedder et al., 1968; Richardson y Pincney, 1984; Roedder, 1984; Kaiser et al., 1987; Spirakis y Heyl, 1988; entre otros), mismos que reconocen, son generados por salmueras de cuenca. Sin embargo, se midieron temperaturas más altas de homogenización en el depósito de Berrendos (superiores a 200°C, incluso hasta 225°C), las cuales son semejantes con las reportadas por McLimans (1977) para algunos yacimientos ricos en zinc en el distrito del Valle del Mississippi.

El flujo de fluidos a gran escala en una cuenca sedimentaria es controlado por (a) las diferencias de elevación, (b) presión del fluido y (c) su densidad Hanor, (1987), sin embargo, es importante agregar otro factor de suma importancia como es las características geológico-estructurales.

Considerando estos factores, se han generado varios modelos para explicar la movilización de los fluidos de cuenca, dentro de los cuales destacan (1) flujo de agua connata debido a la compactación de sedimentos (Jackson y Beales, 1967), (2) bombeo sísmico (Sibson et al., 1975), (3) flujo generado por tectonismo y diagénesis (Sharp, 1978), (4) liberación intermitente de fluidos en cuencas sobrepresurizadas (Cathles y Smith, 1983), (5) gradiente topográfico (Garven y Freeze, 1984), (6) gradiente topográfico debido a procesos orogénicos (Garven, 1985), y (7) libre convección térmica en fallas (Yang et al., 2004).

En el caso de la PMNM, se proponen tres principales etapas regionales de movilización de fluidos y sus correspondientes etapas de mineralización: (1) movilización de salmueras por presión litostática, (2) intensificación de la movilización de las salmueras de cuenca por efectos de la Orogenia Larámide y (3) incursión de aguas meteóricas descendentes (Fig. VI. 2).

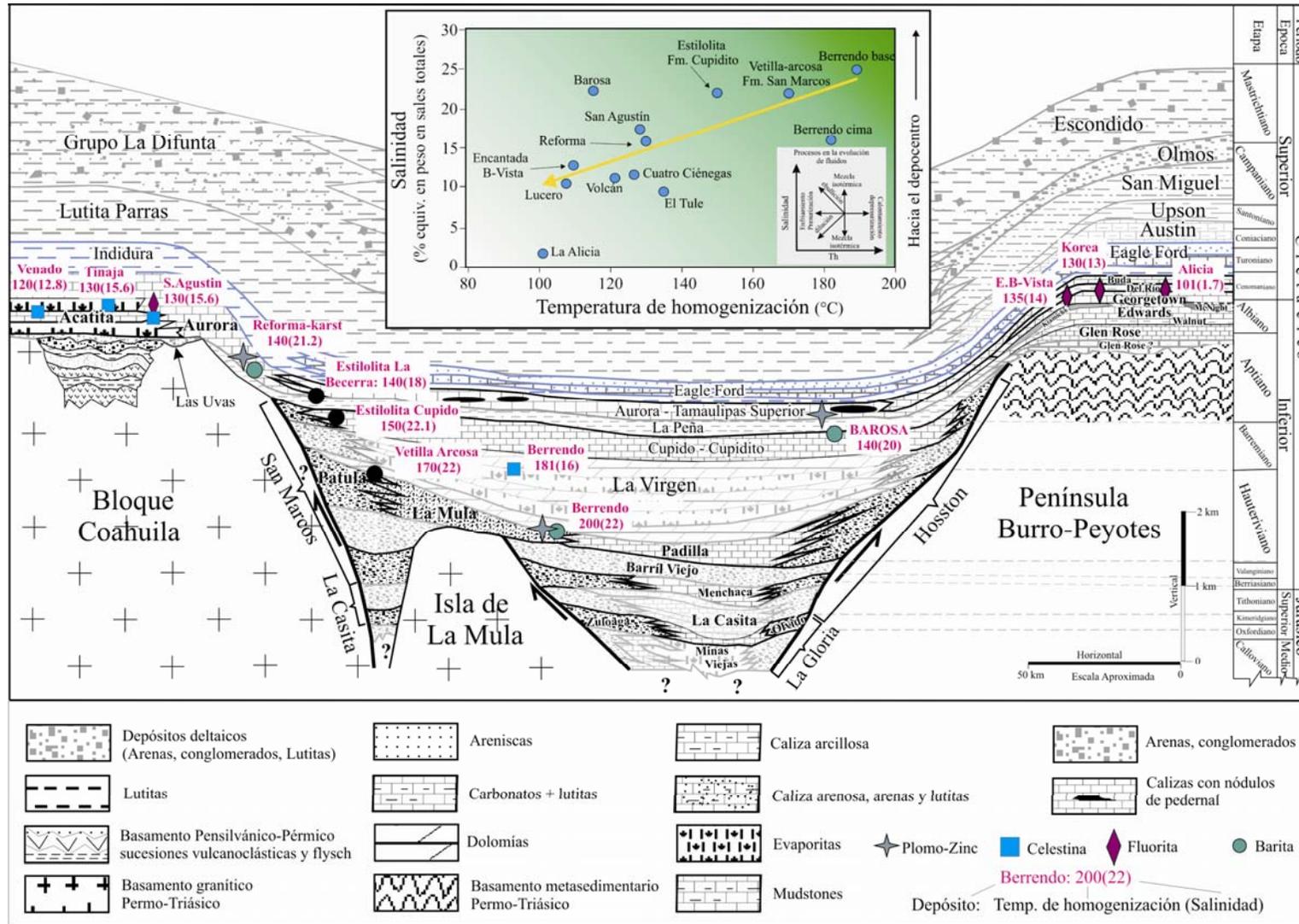


Figura VI. 2 Patrón de evolución térmica-concentración de las salmueras mineralizantes en la Provincia MVT del Noreste de México. Recuadro interno; gráfica de Th vs Salinidad de los Mismos lugares representados en la sección. La figura de los procesos de la evolución de fluidos fue tomada de Wilkinson (2001).

De acuerdo a Sverjensky (1984) y Plumlee et al. (1994), las salmueras de cuenca son capaces de transportar metales en solución a través de grandes distancias.

En la Cuenca de Sabinas, las salmueras profundas y calientes pudieron haber sido expulsadas debido a la presión litostática a través de fallas activas (e.g., las fallas San Marcos y La Babia) y unidades siliciclásticas (e.g., formaciones San Marcos y Hosston) en la cuenca, migrando hacia zonas de menor presión. Estas formaciones fueron lixiviadas, enriqueciéndose los fluidos en los elementos formadores de mena, que eventualmente migraron a través de rocas evaporíticas, reaccionando con ellas y formando depósitos preorogénicos estratoligados caracterizados por mostrar señales de deformación manifestada por resquebrajamiento y fallamiento inverso dentro de la mineralización (e.g., depósitos El Venado y Reforma), (Fig. VI. 3A y 3B). La migración de las salmueras se aceleró por efectos de la Orogenia Larámide y, como consecuencia, propició el emplazamiento de depósitos postorogénicos, los cuales reemplazaron a las rocas previamente deformadas y, por lo tanto, tales yacimientos no presentan evidencias de deformación posterior (Fig. VI.3 B). Mientras tanto, en un ambiente más somero, la fracturación y el fallamiento favorecieron la percolación de aguas meteóricas, y con ello la generación de espacios abiertos mediante procesos de karstificación. Al mismo tiempo, tal percolación ocasionaría una dilución de las salmueras ascendentes de la cuenca mediante la mezcla de estos fluidos, creando las condiciones para la formación de depósitos minerales rellenando cavidades kársticas (Corbella et al., 2004) (Fig. VI.3 B).

Las etapas metalogénicas regionales 2 y 3 son congruentes con los modelos que aluden a la mezcla de fluidos como un mecanismo eficiente de precipitación (depósitos de El Venado y La Encantada; González-Partida et al., 2003; Tritlla et al., 2004; Ramos-Rosique et al., 2005).

Como fase inicial para las etapas de movilización de fluidos, el modelo de Jackson y Beales, (1967) puede ser el más adecuado en esta cuenca, no obstante, las fallas regionales que delimitan a la Cuenca de Sabinas guardan una notoria relación espacial con muchos de los depósitos MVT y asociados, y aparentemente controlan su emplazamiento. Por ello, el modelo de flujo por convección térmica libre a través de zonas de falla de Yang et al. (2004) también puede ser aplicable a la Cuenca de Sabinas. Sin embargo, la falta de conocimiento de las edades absolutas de estos depósitos no permite determinar correctamente la aplicabilidad de los distintos modelos genéticos.

Los depósitos de la PMNM configuran un zoneamiento, el cual inicia con la presencia de barita coexistiendo con minerales de zinc-plomo (e.g., depósitos de Berrendos, parte central de la cuenca), alojados en los niveles estratigráficos más profundos (de los horizontes mineralizados conocidos), en este caso corresponde a la base de la Formación La Virgen (Barremiano) y hacia la cima de esta misma formación se alojan depósitos de celestina con azufre nativo (Fig. IV. 2).

Subiendo estratigráficamente, en el nivel de la Formación Cupidito, existen depósitos de barita con mineralización de zinc-plomo (e.g., distrito minero de Reforma, en la parte sur de la Cuenca de Sabinas), y, depósitos de barita en este mismo nivel estratigráfico (e.g., distrito minero de la Sierra de Santa Rosa). En esta misma posición geográfica pero en la base de la Formación Aurora (Tamaulipas Superior; Albiano) se localizan pequeños cuerpos de sulfuros de plomo-zinc.

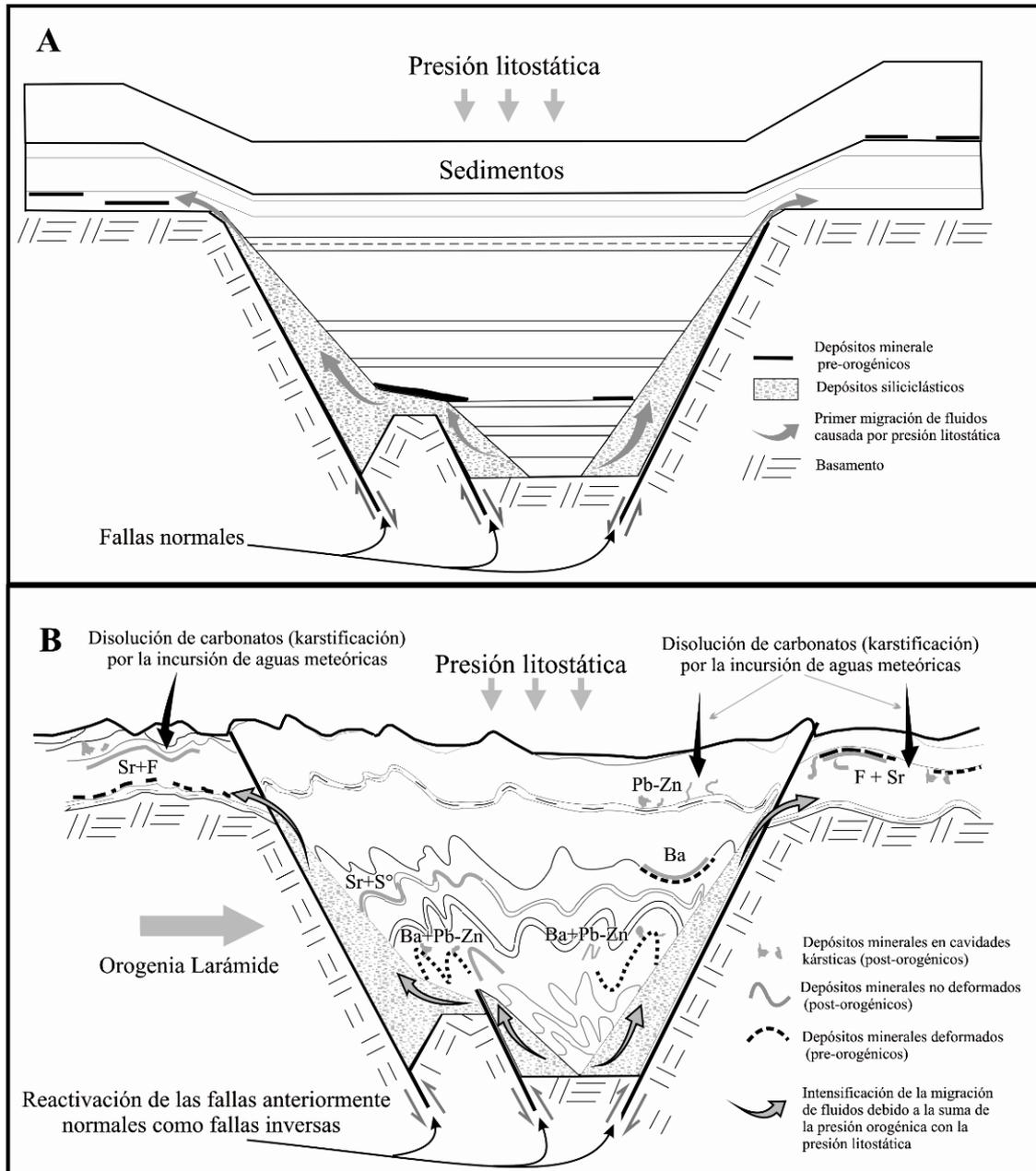


Figura VI.3 Modelo esquemático propuesto de las principales etapas de mineralización para los depósitos MVT del Noreste de México, basado en la Figura (VI.2).

Los depósitos minerales localizados en los niveles estratigráficos más altos, en la Formaciones Acatita y Aurora (Albiano-Cenomaniano), son los formados por celestina (e.g., distrito minero de la Sierra de Los Alamitos), muchos de los cuales, en sus cimas presentan mineralización de fluorita. Geográficamente, estos depósitos se localizan sobre el Paleobloque de Coahuila (Fig. IV.2 y VI.2). Otra zona mineralizada en este mismo intervalo estratigráfico es la formada por los depósitos de fluorita (e.g., distrito minero La Encantada Buenavista), alojados entre las formaciones Georgetown y Del Río (Albiano-Cenomaniano). Estos se localizan sobre la Paleopenínsula de El Burro-Peyotes.

De acuerdo a la descripción del zoneamiento mineral y a su ubicación geográfica y estratigráfica observada en las figuras (IV.2 y VI.2), se piensa que existen dos grandes pulsos mineralizantes. El primer pulso alojado en la Formación La Virgen, este se representa por

toda una secuencia de depósito desde su base, con una asociación barita + zinc-plomo, hasta su cima con la asociación celestina+azufre en la parte central de la Cuenca de Sabinas.

El segundo evento (localizado dentro de la cuenca) se aloja a partir de la Formación Cupidito con asociaciones de barita+zinc-plomo al sur, y barita y plomo-zinc al norte, este segundo pulso continúa hacia las plataformas, para culminar su precipitación con depósitos de celestina con incipiente fluorita depositada hacia el final del evento, (sobre el paleobloque de Coahuila), mientras que sobre la paleopenínsula de El Burro-Peyotes se formaron los grandes depósitos de fluorita.

La precipitación de la barita inicia a partir de un fluido con un contenido inicial cualquiera de Sr/Ba al mezclarse con otro fluido cargado en sulfatos disueltos (Hanor 2000). El proceso se lleva a efecto al penetrar los fluidos cargados de estroncio y bario a los estratos evaporíticos de la Formación la Virgen. A medida que los fluidos avanzaron hacia niveles estratigráficos superiores dentro de la formación Wood y Hewitt (1982), el bario, debido a que es más fácilmente removido de la solución hacia la fase sólida de los sulfatos que el estroncio (Hanor 2004), sustituyó al calcio de las evaporitas, generando de esta manera los depósitos de barita. Una vez que el bario fue agotado, el estroncio sustituye ahora al calcio para formar la celestina.

La presencia del azufre nativo en la celestina, puede ser explicada mediante la reducción termoquímica de sulfatos, ya sea de la celestina o del yeso (Machel et al. 1995).

Se tienen dos tipos de depósitos de barita en el noreste de México; los depósitos de barita libres de sulfuros metálicos y aquellos con barita ligada a estos sulfuros. Maynard y Okita (1991), sugirieron que esta diferencia podría deberse al sitio tectónico en el que se desarrollaron los depósitos y clasificaron a estos en "Tipo margen continental" los cuales están libres de sulfuros metálicos y los "Tipo rift cratónico" asociados a tales sulfuros.

Los depósitos de barita en la PMNM, presentan ambas características en los dos pulsos mineralizantes considerados, de tal manera que aunque se pudieran considerar por el ambiente tectónico dentro del Tipo margen continental (generados en pequeñas cuencas entre una zona de subducción y un margen pasivo Maynard y Okita 1991), la presencia de sulfuros metálicos en los cuerpos de barita lo pone fuera de este contexto.

La escasez de depósitos con sulfuros metálicos en esta primer etapa de mineralización en el noreste de México y la concentración de ellos en ciertos lugares, es posible que se deba principalmente a ambientes locales de depósitos en los cuales se alcanzaron las condiciones de temperatura suficiente para poder haberse efectuado la reducción termoquímica de los sulfatos, además de la presencia de estos metales en las salmueras. Carpenter et al., (1974), determinaron que el plomo y zinc que enriquecieron las salmueras de la costa del Golfo del Mississippi central se derivaron de la Formación Hosston, esta misma formación clástica se encuentra ampliamente distribuida en el noreste de México (en espacio y en tiempo), figuras (V.4: V.5, V.7 y VI.2), de esta manera, es probable que los metales generadores de los depósitos de sulfuros en nuestra zona de estudio, tengan la misma fuente.

La fuerza que propició el primer pulso de fluidos mineralizantes se puede considerar que se debió a la sobrepresión ejercida por la carga litostática acompañada de subsidencia continua de la cuenca (Fig. VI.3 A).

Con la precipitación de la celestina en la parte superior de la Formación La Virgen, se puede considerar como el fin del primer pulso de mineralización, sin embargo, es probable que muchos de los fluidos que no alcanzaron a interactuar con las rocas evaporíticas pudieron

haber pasado de largo aprovechando las altas permeabilidades de las formaciones clásticas y de las zonas de falla.

El segundo pulso de fluidos mineralizantes, se considera que fue detonado por el incremento de presión provocado por los esfuerzos compresionales de la Orogenia Larámide, estos esfuerzos movilizaron las aguas connatas de formaciones superiores y fluidos que aún permanecían atrapados en formaciones más profundas.

Estos fluidos arribaron a la Formación Cupidito, la cual por su carácter lagunar fue susceptible de contener zonas locales de evaporitas (además de existir una zona de transición vertical en el cambio de la Formación La Virgen a la Formación Cupidito) en las cuales fue posible la formación de los depósitos de barita libre de sulfuros metálicos del distrito minero de la Sierra de Santa Rosa (aunque existe la presencia de sulfuros de plomo-zinc en La Formación Aurora, un nivel estratigráfico superior a la Formación Cupidito) y la asociación barita +sulfuros del distrito minero de Reforma.

La variante que presenta este segundo pulso en relación al primero, es que solo genera depósitos de barita y de barita+sulfuros metálicos, y las soluciones enriquecidas en estroncio y en otros elementos como el flúor continúan su viaje hacia las plataformas (Sharp 1978; Cathles y Smith 1983).

Las soluciones que migran hacia la parte alta del paleobloque de Coahuila, interaccionan con los horizontes de evaporitas de la Formación Acatita (Fig. VI.2) generando los depósitos de celestina de los distritos mineros de la Sierra de Los Alamitos, la Sierra de La Paila y la Sierra de El Venado, y esporádica fluorita en la parte superior de algunos de los depósitos.

Por otro lado, los fluidos que viajaron hacia la parte superior de la Paleopenínsula de El Burro-Peyotes, con una relación F/Sr muy grande (ver explicación más adelante), se encuentran con zonas evaporíticas locales (Padilla y Sánchez 1986a,b), en las cuales precipitan algunos depósitos de celestina (distrito minero de El Tule). Las salmueras residuales continúan su ascenso hasta que este es detenido por las lutitas de la Formación Del Río (la cual corresponde en tiempo a la parte superior de la Formación Aurora), en donde encuentran las condiciones de depósito adecuadas para precipitar, dando paso a la génesis de los depósitos de fluorita de los distritos mineros de El Tule, La Encantada Buenavista y Aguachiles (antes de la actividad ígnea terciaria).

En la literatura se proponen diferentes mecanismos de precipitación de la fluorita en los ambientes MVT: (1) enfriamiento conductivo de fluidos mineralizantes, (2) dilución de salmueras con agua meteórica, (3) mezcla de fluidos de diferente composición, (4) incremento de pH en fluidos originalmente ácidos, y (5) interacción de fluidos mineralizantes hidrotermales con materia orgánica (Richardson y Holland, 1979; Burt y Sheridan, 1980; Deloule, 1982; Ruiz et al., 1985; Spirakis y Heyl, 1988). En este sentido, González-Partida et al. (2003) sugirieron un mecanismo de mezcla para la precipitación mineral en el depósito de fluorita de La Encantada-Buenavista en la Subprovincia Norte de Fluorita.

De acuerdo a la descripción de la mineralización (apartado V.4.2), la parte superior de los mantos de fluorita están encajonados por lutitas de la Formación Del Río, mismas que funcionan como sello, reteniendo las soluciones, y dado que el suministro de estas fue continuo, el volumen de las soluciones al igual que las presiones fue en incremento, manteniendo de esta manera la temperatura y el tiempo suficientes para llevar a efecto la precipitación de la fluorita y la generación de brechas hidráulicas en las rocas encajonantes.

La participación de un fluido de procedencia meteórica como lo sugiere Tritlla et al. (2004), parece un poco difícil de llevarse a efecto debido a la barrera física que impone la lutita de la Formación Del Río. Sin embargo, la posibilidad de la intervención de otro fluido de diferente salinidad pero de temperatura similar de procedencia lateral puede ser factible o

incluso se puede pensar en la posibilidad de un proceso de ósmosis inversa, sólo que en este último caso, la salinidad de los fluidos mineralizantes tendrían que incrementar su salinidad (McKelvey y Milne, 1962; Graf, 1982), además de que la tasa de flujo puede ser demasiado baja Neuzil, (1986).

Los datos de halógenos para el distrito de La Encantada Buenavista, presentados en la gráfica de Na /Br vs Cl /Br de la figura V.15B, nos sugiere que los fluidos de este distrito se originan a partir de agua marina, la cual sufrió procesos de evaporación sobrepasando la saturación con respecto a la halita (valores que siguen la tendencia paralela a la línea de evaporación del agua marina), sin embargo, algunos de estos valores con altas relaciones Na/Br y Cl/Br, indican que estas salmueras se vieron influenciadas por procesos de disolución-recristalización de la halita. La gráfica de la figura V.15A, muestra, de igual manera, que la mayor parte de los valores de composición de estas salmueras quedan por debajo de la curva de evaporación del agua marina, observando nuevamente la tendencia de algunos valores hacia un incremento en la relación Cl/Br, indicando una posible disolución-precipitación de la halita.

Para el caso del distrito minero de la Sierra de Los Alamitos, los valores de la composición de los fluidos analizados en el gráfico de Cl vs Cl/Br (Fig. V.16A), se ubican por debajo de la curva de evaporación del agua de mar, alcanzando la saturación respecto a la halita, esto se comprueba en la gráfica Na /Br vs Cl /Br de la figura (V.16B), los datos se ajustan casi a la perfección a la línea de evaporación del agua marina y todos estos valores han alcanzado la saturación con respecto a la halita.

Los bajos contenidos de cloro en ambos casos, pueden ser debido a la disolución de las salmueras por un fluido de más baja salinidad.

El origen de los fluidos de acuerdo a los datos de halógenos para este distrito, procede de la evaporación de agua marina, misma conclusión a la que llegaron Ramos-Rosique et al. (2005).

Los rangos de contenidos de Br, de 2 a 9 mmol/kg de solución, y de la relación de Br/Cl (log Br/Cl) de -2.5 a -3.1, son típicas de salmueras profundas de cuenca, así mismo, las relaciones de Na/K y Na/Li, sugieren que las composiciones de estos fluidos son similares a las salmueras de cuencas sedimentarias (M.C. Boiron 2002).

Con respecto a los isótopos de azufre y de acuerdo a los principios establecidos por diversos autores como Lloyd (1968); Rye y Ohmoto (1974); Suzuoki y Epstein (1976), entre otros, que especifican que en ambientes evaporíticos prácticamente no hay fraccionamiento isotópico del azufre y del oxígeno entre la solución padre (agua marina) y las diferentes especies de sulfatos, y siguiendo también a Kusakabe y Robinson (1977); Zák et al. (1980); Ohmoto y Lasaga (1982); Zheng y Hoefs (1993); Worden y Smalley (1996), quienes dicen que la disolución de la anhidrita por fluidos de baja temperatura no produce fraccionamiento isotópico, se puede interpretar, que los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de los depósitos de celestina y barita en la PMNM (Fig. V.18; Tablas V.1, V.2, V.6 y V.9), pudieron originarse en las formaciones de anhidritas del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior (formaciones Minas Viejas, La Virgen y Acatita) (Fig. VI.5 y VI.6).

Por lo general, se considera que la fuente del azufre involucrado en la génesis de los depósitos MVT y asociados son evaporitas. Sin embargo, el amplio rango que presenta la composición de los isótopos de azufre en los depósitos de esta provincia, sugiere que las composiciones isotópicas iniciales de algunos de los minerales de mena fueron modificadas por procesos de oxidación y reducción, ya sea en presencia de materia orgánica (Schreiber y El-Tabakh 2000) y/o por procesos de termo reducción química de los sulfatos.

En la figura (V.18), se observa que el comportamiento isotópico del azufre de estos yacimientos es congruente con el fraccionamiento isotópico esperado, en este caso, los distritos mineros de barita de la Sierra de Santa Rosa y la Sierra de La Paila, y los distritos mineros de celestina de la Sierra de La Paila, Cuatro Ciénegas, Sierra de Los Alamitos y la Sierra de El Venado, forman un grupo con rangos en los valores de  $\delta^{34}\text{S}$ , entre +11.8‰ y +21.8‰ y cuya posible fuente sean los sulfatos (evaporitas) de las formaciones Minas Viejas y Acatita, que se reportan en este trabajo, los cuales caen dentro del rango definido por Claypool et al.(1980) para las evaporitas del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior (Fig. V.18).

El azufre y la galena presentan los valores más bajos del  $\delta^{34}\text{S}$  debido a que estos son el producto de procesos de termo reducción química de los sulfatos.

Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  reportados por Kesler y Jones (1981) para la celestina del distrito minero del Tule, son muy bajos, al igual que algunos valores de la barita de la Sierra de Santa Rosa en el manto inferior. En estos depósitos, es probable que se haya efectuado un proceso de reducción de sulfatos. Whelan et al. (1988), asentaron que, una reducción de sulfatos no bacteriana a temperaturas entre 75 a 175°C, se puede desarrollar en presencia de hidrocarburos. Las temperaturas de homogenización de ambos depósitos son en el rango de 59°C a 155° para la barita y 100°C a 166°C para la celestina de El Tule (Kesler 1977), las cuales se puede considerar que quedan dentro del rango propuesto por Whelan (op.cit), sin embargo, la reducción implicaría la presencia de sulfuros. En el caso del depósito de barita, la presencia de estos se manifiesta pero no en coexistencia con la barita, sino en un horizonte estratigráfico superior al horizonte que encajona a la barita. En el distrito minero de El Tule, no se ha tenido conocimiento de la presencia de sulfuros.

Para el distrito minero de la Sierra de La Paila, Kesler y Jones (1981), reportan rangos de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  muy amplios e inusualmente altos para la barita, (+16.8 a +38.3), de la misma manera, González-Sánchez et al. (en revisión), reportan valores de  $\delta^{34}\text{S}$  para la celestina, la barita y los yesos del distrito minero de Berrendos.

De acuerdo a lo que se observa en la figura (V.18), se tienen valores isotópicos para las evaporitas de la Formación La Virgen, mismas que encajonan parcialmente a la mineralización de celestina. Estos valores se encuentran ligeramente por debajo de los minerales de mena, lo cual permite pensar que tales depósitos fueron originados por estas evaporitas. Visto de esta manera, las evaporitas medidas en este distrito no concuerdan con alguna de las reportadas por Claypool (op.cit) para el Cretácico Inferior. Respecto al dato reportado por Kesler y Jones (op.cit), una posible respuesta la pueden dar Richardson et al. (1988), ya que ellos encontraron que los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  pueden llegar a ser muy altos, si en un sistema cerrado se remueven los sulfuros, ya sea por pérdida de el  $\text{H}_2\text{S}$  gas o por la precipitación de los sulfuros metálicos, ya que en este caso, el fraccionamiento isotópico del azufre es controlado por fraccionamiento Rayleigh, y de esta manera, la composición isotópica de los sulfatos cambia con la disminución de la concentración de sulfatos.

Con respecto al origen del estroncio, Kesler y Jones (1981) reportaron valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenidos entre 0.70755 y 0.70891 (Tabla V.10) y estimaron que la mayoría del Sr probablemente se derivó de las calizas del Cretácico, incluso proponen un balance de masas y concluyen que todos los depósitos de celestina fueron formados con tan solo un 10% del estroncio liberado de las rocas carbonatadas por procesos diagenéticos.

A pesar de tratarse de una explicación razonable, la interpretación de dichos autores no se basó más que en las composiciones isotópicas obtenidas, sin sustento en el análisis estratigráfico detallado de la cuenca mesozoica.

Las rocas del basamento regional en el noreste de México son principalmente del Permo-Triásico. Dicho basamento, en la parte sur de la Provincia Metalogenética del Noreste

de México (PMNM) (Bloque de Coahuila, Paleoisla de La Mula y Paleoarchipiélago de Tamaulipas) contiene predominantemente rocas graníticas, mientras que en la porción norte de la misma (Península El Burro – Peyotes) contiene rocas metasedimentarias.

Ambos tipos de rocas del basamento constituyeron las áreas fuente de los fragmentos detríticos de las rocas clásticas presentes en la cuenca mesozoica de la región. Dichas rocas (especialmente conglomerados, arcosas y rocas carbonatadas arenosas como, las formaciones San Marcos y Hosston) fueron las unidades que, debido a su permeabilidad relativamente alta, más efectivamente pudieron haber actuado como acuíferos que albergaron salmueras de cuenca por periodos de tiempo indeterminado. También pudieron haber actuado como rutas de migración para salmueras generadas a mayor profundidad. De esta manera, las formaciones detríticas derivadas de la denudación de rocas ígneas pudieron haber liberado a las salmueras por lixiviación cantidades significativas de Sr radiogénico. Éste habría sido concentrado en los numerosos depósitos de celestina en la porción sur de esta región.

En este sentido, la escasa presencia de mineralizaciones de celestina sobre la Península El Burro – Peyotes (rica, en cambio, en depósitos de fluorita) estaría explicada por la hegemonía de fragmentos de origen metasedimentario en las formaciones detríticas de esa zona.

Los isótopos de carbono y oxígeno de carbonatos estudiados en conjunto, ayudan a distinguir entre carbonatos de diferentes orígenes, además de ser útiles en la reconstrucción de la historia evolutiva de las rocas. En este sentido, Allan y Wiggins (1993) interpretaron el fraccionamiento isotópico de los carbonatos en función de su sepultamiento y de su temperatura de formación. Así, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  más positivos tienen un origen de baja temperatura y los valores más negativos, de más alta temperatura. En contraste, el fraccionamiento del carbono es prácticamente insensible a la temperatura (Emery y Robinson, 1993).

La distribución de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  vs  $\delta^{13}\text{C}$  graficados en la figura (V.17), muestran, en primer lugar, que el origen de estos carbonatos es marino y caen dentro del campo que Hudson (1997) denomina como "calizas y mármoles", casi la totalidad de los valores se alinean dentro de una franja con una ligera correlación positiva con variaciones de entre -2 y +3‰ en el  $\delta^{13}\text{C}_{\text{VPDB}}$ , esta variación se ajusta al rango de valores de los carbonatos marinos (-1 a +2‰), y los bicarbonatos marinos (-2 a +1‰), Rollinson (1993), sin embargo, el comportamiento isotópico del oxígeno presenta una amplia variabilidad (entre 0 y -15‰).

Algunos valores de los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  tienden a empobrecerse hasta llegar a valores de -8‰, especialmente en los depósitos de celestina y algunos pocos valores de los yacimientos de barita. Este grupo de datos de valores más negativos en  $\delta^{13}\text{C}$ , se localizan en el campo del hidrotermalismo MV definido por Richardson et al. (1988), (Fig. V.17).

De una manera generalizada, la distribución de los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en la figura (V.17), sugiere que las calizas precipitadas a partir de carbonatos y bicarbonatos marinos, evolucionaron bajo un aumento de temperatura (probablemente bajo un régimen de gradiente geotérmico). A medida que la profundidad aumentó, la temperatura se vio incrementada provocando que los fluidos se tornaran más ligeros como lo sugieren los valores más negativos del  $\delta^{18}\text{O}$ , mientras el  $\delta^{13}\text{C}$  conservaba sus valores iniciales. Aunque los valores isotópicos de oxígeno más negativos mostrados en la figura (V.17) pueden ser debidos a un incremento de temperatura, también pueden ser generados por la interacción de aguas meteórica con salmueras de cuenca calientes que producen la maduración de la materia orgánica al momento de la precipitación mineral. Este último efecto explicaría la tendencia (más pronunciada en los carbonatos de los yacimientos de celestina) hacia valores de  $\delta^{13}\text{C}$  y

$\delta^{18}\text{O}$  más bajos, desde las composiciones de las rocas carbonatadas cretácicas de la región. Sin embargo, tales composiciones isotópicas también se pueden deber a un aporte de carbono biogénico por parte de las aguas meteóricas durante su descenso (Allan y Matthews, 1982).

## VI.2 CONCLUSIONES

- Los depósitos estratoligados del noreste de México, presentan características tectónicas y geológicas (litológicas, estratigráficas, estructurales, morfológicas, mineralógicas, texturales y geoquímicas) que permiten tipificarlos como yacimientos *Mississippi Valley-Type (MVT)* y depósitos asociados.
- Con base en el análisis estratigráfico y paleogeográfico de la Cuenca de Sabinas y sus alrededores, se puede describir la afinidad entre ciertos elementos metalogénicos y unidades paleogeográficas y litológicas específicas y bien definidas. Ello permite proponer una provincia metalogénica no descrita con anterioridad, definida formalmente en este trabajo como **Provincia MVT del Noreste de México (PMNM)**. Ésta, a su vez, se subdivide en cuatro subprovincias en función de la mineralogía predominante en los depósitos, a saber, **la Subprovincia Norte de Fluorita, la Subprovincia Central de Barita, la Subprovincia Central de Zn-Pb, y la Subprovincia Sur de Celestina.**
- Los resultados de la microtermometría de inclusiones fluidas, así como la información aportada por la geoquímica de los halógenos y de los isótopos estables de carbono, oxígeno y azufre, conducen a determinar que los fluidos mineralizantes con mayor participación en la génesis de estos yacimientos son salmueras de cuenca. Este hecho es un elemento más para considerar la caracterización de esta zona como una provincia metalogénica con "personalidad propia".
- Se ha determinado que los fluidos mineralizantes son fundamentalmente salmueras de cuenca, movilizadas inicialmente por presión litostática y posteriormente por los efectos de la Orogenia Larámide. Tal migración produjo depósitos minerales antes, durante y después de dicha orogenia. Los depósitos preorogénicos presentan deformación, con fracturación y fallamiento inverso interno. Los depósitos sinorogénicos y postorogénicos, en cambio, no presentan deformación alguna, aunque en ciertos casos se aprecia que emplazamiento de la mineralización se produjo cuando las rocas encajonantes ya habían sido deformadas.
- Se definen dos pulsos principales de mineralización. El primero los constituyeron salmueras más profundas, de carácter cálcico (más salinas) y más calientes. Éstas evolucionaron a medida que realizaron su ascenso y depositaron sus contenidos mineralizantes en la Formación La Virgen. El segundo pulso se caracterizó por salmueras más frías y diluidas que evolucionaron a medida que se aproximaron a las plataformas carbonatadas localizadas sobre el Bloque de Coahuila y sobre la Paleopenínsula de El Burro-Peyotes, sobre los cuales descargaron sus cargas minerales.
- Se propone que la fuente principal del estroncio de la celestina en la Subprovincia Sur de Celestina, son las arcosas derivadas del basamento granítico y volcánico del Bloque

de Coahuila.

- Se concluye que los depósitos de la PMNM tienen una relación genética entre sí, debido a que están relacionados a los mismos procesos geológicos y a los mismos tipos de fluidos que evolucionaron de forma análoga en un área en común. Además, al tratarse de depósitos estratoligados, existen ciertos patrones litológicos que gobiernan su distribución de ellos.
- Con base en lo anterior, se da un sustancial avance en el conocimiento de este tipo de yacimientos en México, lo cual puede incentivar la exploración hacia zonas en donde se desarrollaron ambientes de cuencas marinas en la parte occidental de la cuenca del Golfo de México.

## REFERENCIAS

- Aguayo, C.J.E., 1978, Facies sedimentarias y diagénesis de La Formación Novillo (Jurásico Superior), noreste de México: *Revista del Instituto Mexicano del Petróleo*, X (4), 5-45.
- Aguilera J.C. 1906, Les Gisements carbinifères de Coahuila, 10<sup>th</sup> Int. Geol. Cong., Mexico, Guidebook 27, 27 pages, 1 map.
- Allan, J.R., and Matthews R.K., 1982, Isotopes signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, 29, p. 797-817
- Allan, J.R., Wiggings, W.D. 1993, Dolomite Reservoirs: Geochemical techniques for evaluating origin and distribution, AAPG Continuing Education Course Note Series #36, 129 p.
- American Geological Institute, 1980, *Glossary of Geology*. Second edition. Jackson Julia A., and Bates Robert L. eds. 751 p.
- Anderson, T.H., Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean region during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, 94, 941-966.
- Anderson G.M. and Macqueen R.W., 1988. Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits. *In Ore deposit Models*, R.G Roberts and P.A Sheahan (eds). Geological Association of Canada. 79-90 p.
- Baker P.A. and Bloomer S.H., 1988, The origin of celestite in deep-sea carbonate sediments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 335-339
- Bodnar, R. J. 2003b, Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In I. Samson, A. Anderson, & D. Marshall, eds. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 81-100.
- Böse, Emil, 1906, Excursions dans les environs de Parras, 10<sup>th</sup> Int. Geol. Cong., Mexico, Guidebook 23, 16 pages, 1 map.
- Böse, Emil, 1913, Algunas faunas del Cretácico Superior de Coahuila y regiones limítrofes, *Inst. Geol. Mex., Bol. No. 30*, 56 pages, 8 plates.
- Böse, Emil, 1921, On the Permian of Coahuila, northern Mexico, *Am.Jour. Sci.*, 4<sup>th</sup> Ser., Vol. 1, p187-194.
- Böse, Emil and Cavins, O. A., 1927, The Cretaceous and Tertiary of southern Texas and northern Mexico, *Univ. Texas, Bull.*, 2748, p.7-142, 1 plate.
- Burt, D.M, Sheridan, M.F., 1980, Uranium mineralization in fluorine-rich igneous rocks. USGS Open-File Rep GJBX 225(80):493
- Calhoun, J. A., Bates, T. S., Charlson, R. J. 1991, Sulfur isotope measurements of submicrometer sulfate aerosol particles over the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.* 18: 1877-1880.
- Cathles, L.M, Smith, A.T., 1983, Thermal constraints on the formation of Mississippi Valley-Type lead-zinc deposits and their implication for episodic basin dewatering and deposit genesis. *Econ Geol* 78:983-1002
- Charleston, S., 1981, A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, en Smith, C.I. (ed.), *Lower Cretaceous stratigraphy and structure northern Mexico: West Texas Geological Society Publication*, 81-74, 28-36.
- Chávez-Cabello G, Aranda-Gómez JJ, Molina-Garza RS, Cossío-Torres T, Arvizu-Gutiérrez IR, González-Naranjo GA (2005) La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México. *Bol Soc Geol Mex* 57:27-52
- Claypool G.E., Holser W.T., Kaplan I.R., Sakai H., Zák I., 1980, The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfates and their mutual interpretation. *Chem Geol* 28:199-260

- Coplen Tyler B. 1988, *Chem. Geol.* 72. 293.
- Deloule, E., 1982, The genesis of fluor spar hydrothermal deposits at Montroc and Le Burc, The Tarn, as deduced from fluid inclusion analysis. *Econ Geol* 77:1867-1874
- Consejo de Recursos Minerales, 1998a, Carta Geológica-minera G14-A61, escala 1: 50,000, Reforma, Coah.
- Consejo de Recursos Minerales, 1998b, Carta Geológica-minera G13-6, escala 1: 250,000, Tlahualillo de Zaragoza, Coahuila, Durango y Cihuahua.
- Consejo de Recursos Minerales, 2003, Carta Geológica-minera G14-A12, escala 1: 50,000, Melchor Muzquiz, Coah.
- Consejo de Recursos Minerales, 2003, Carta Geológica-minera H13-D68, escala 1: 50,000, Sierra La Encantada, Coah.
- Corbella, M., Ayora, C., Cardellach, E., 2004, Hydrothermal mixing , carbonate dissolution and sulfide precipitation in Mississippi Valley-Type deposits. *Mineralium Deposita* 39, 344-357
- Díaz Teodoro, 1952, Levantamiento estructural del anticlinal de Minas Viejas Nuevo León. Informe Geol. NE-Mex., No. 366 (reporte privado para Petróleos Mexicanos, México, D.F.).
- Dumble, E. T., 1895, Cretaceous of western Texas and Coahuila. *Geol. Soc.. Am. Bull.*, Vol. 3, p 219-230.
- Eguiluz de Antuñano S., 2001, Geologic evolution and gas resources of the Sabinas Basin in Northeastern Mexico. In: Bartolini C, Buffler RT, Cantú-Chapa A (eds) *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, and petroleum systems*. AAPG Mem 75:241-270
- Ekdale, A. A., Ekdale, S. F., and Wilson, J. L., 1976, Numerical analysis of carbonate microfacies in the Cupido Limestone (Neocomian-Aptian), Coahuila, Mexico: *Jour. Sed. Petrology*, v. 46, No. 2, p. 362-368.
- Emery, D., and Robinson, A. 1993, *Inorganic Geochemistry. Application to Petroleum Geology*. Blackwell Scientific Publications, Inc. 254 p
- Fastovsky, D.E.O., Hermes, D., Strater, N.H., Bowring, S.A., Clark, J.M., Montellano, M., Hernández, R., 2005, Pre-Late Jurassic, fossil-bearing volcanic and sedimentary red beds of Huizachal Canyon, Tamaulipas, Mexico, en Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (eds.), *The Mojave-Sonora megashear hypothesis: Development, assessment, and alternatives: Geological Society of America Special Paper*, 393, 259-282.
- Faure G., 1986, *Principles of Isotope Geology*, Wiley and Sons, New York, 589 p
- Fontes J.C. and Matray J.M., 1993, Geochemistry and origin of formation brines from Paris Basin, France: 1. Brines associated with Triassic salts. *Chem. Geol.* 109, 149-175
- Fortunato, K. S., and Ward, W. C., 1982, Upper Jurassic-Lower Cretaceous fan-delta complex: La Casita Formation of Saltillo area, Coahuila, Mexico: *GCAGS Trans.* V. 32, p. 473-482.
- Frame, A., and Ward, W. C., 1987, Lowermost Cretaceous coral-rich limestone in Nuevo León y Coahuila, Mexico: *Actas, Fac. Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, Linares*, v. 2, p. 33-39.
- Fuentes Peralta Teobaldo E. y González Arroyo Antonio (1990) *Geología y yacimientos de fluorita de la región de Muzquiz, Coahuila*. *Geomimet* N° 164, pp. 27-54.
- Gabriel Chávez-Cabello, José Jorge Aranda-Gómez, Roberto S. Molina-Garza, Tomás Cossío-Torres, Irving R. Arvizu-Gutiérrez, and Gildardo A. González-Naranjo. 2007, *The San*

- Marcos fault: A Jurassic multireactivated basement structure in northeastern México. Geol. Soc Am. Special paper 422, p. 261-286
- Garrison, J.M., McMillan, N.J., 1999, Evidence for Jurassic continental-rift magmatism in NE Mexico: Allochthonous metaigneous blocks in El Papalote evaporite diapir, La Popa Basin, Nuevo Leon, Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J.L., Lawton, T.F. (eds.), Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico: Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America Special Paper, 340, 319-332.
- Garven, G, and Freeze R.A., 1984, Theoretical analysis of the role of groundwater flow in the genesis of the stratabound ore deposits. 1. Mathematical and numerical model: Am J Sci 284:1085-1124
- Garven G (1985) The role of regional fluid in the genesis of the Pine Point deposit, Western Canada sedimentary basin. Econ Geol 80:307-324
- Giles, K. A., and Lawton, T. F., 2002, Halokinetic sequence stratigraphy adjacent to El Papalote diapir, northeast Mexico: AAPG Bull. V. 86, p. 823-840.
- Goldhammer R. K., 1999, Mesozoic sequence stratigraphy and paleogeographic evolution of northeast Mexico. In: Bartolini C, Wilson JL, Lawton TF (eds) Mesozoic sedimentary and Tectonic History of North-Central Mexico. Geol Soc Am Spec Paper, Boulder 340:1-58.
- Goldstein Robert, H., 2001, Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. Lithos 55, 159-193
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W., Pironon, J., 2002, Petroleum-rich fluid inclusions in fluorite, Purísima mine, Coahuila, Mexico. Intern Geol Rev 44:755-764.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Grimmer, J.O.W., Pironon, J., Mutterer, J., Levresse, G., 2003, Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, Mexico: products of Mississippi Valley type processes. Ore Geol Rev 23:107-124.
- González R. Antonio (1984) Estudio geológico-geoquímico regional de la Sierra La Purísima y San Marcos, en municipio de Cuatro Ciénegas, Coahuila. Tesis, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de ingeniería, 128 p.
- González-Sánchez F., Puente Solís R., González Partida E. y Camprubí Antoni. 2007, Estratigrafía del Noreste de México y su relación con los yacimientos estratoligados de fluorita, barita, celestina y Zn-Pb. Bol. de la Soc. Geol. Mex. Tomo LIX, N°1, p 43-62.
- Graf, D.L., 1982, Chemical osmosis, reverse chemical osmosis and the origin of subsurface brines. Geochim. Cosmochim. Acta 46, 1431-1448
- Hanor, J.S. 1968, Frequency distribution of compositions in the barite-celestite series. Am. Mineral, n. 53, pp. 1215-1222.
- Hanor J. S. 1979. Sedimentary genesis of hydrothermal fluids. In Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2nd. Ed. H.L. Barnes (Ed) John Wiley and Sons, New York, p. 137-168.
- Hanor J. S. 1987, Origin and migration of subsurface sedimentary brines. Lecture notes for short course N° 21. Sponsored by Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. 247 p
- Hanor J. S. 1994, Origin of saline fluids in sedimentary basins in Parnell, J., ed., Geofluids; Origin and Migration of Fluids in Sedimentary Basins: Geological Society of London, Special Publication 78, p. 151-174.
- Hanor J. S. 2000. Barite-celestine geochemistry and environments of formation: Reviews of Mineralogy and Geochemistry, v. 40:193-275.

- Hanor J. S. 2001, Reactive transport involving rock-buffered fluids of varying salinity: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 3721-3732.
- Hanor, J. S. 2004, A model for the origin of large Carbonate-and evaporite-hosted Celestine (SrSO<sub>4</sub>) Deposits: *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 74, No. 2, pp. 168-175.
- Haarman, Erich, 1913, *Geologische Streifzuge in Coahuila*, *Zeitschrift Deutsche Geol. Gesell.*, Band 65, Monatsb. I, p. 18-47.
- Hill, Robert T., 1893, The Cretaceous formations of Mexico and their relations to North American geographic development. *Am. Jour. Sci.*, 3<sup>rd</sup> Ser., Vol. 45, p. 307-324, 4 text figures, 1 table
- Hudson, J.D. 1977, Stable isotopes and limestones lithification. *J. Geol. Soc. Lond.* 133, 637-660
- Humphrey, William E., 1941, Stratigraphy of the Cortinas Canyon section, Sierra de los Muertos, Coahuila, Mexico. *So. Tex. . Geol. Soc.*, 13<sup>th</sup> Ann. Meeting, Guidebook, 4 pages, structure section.
- Humphrey, William E., 1949, Geology of the Sierra de los Muertos area, Mexico, (with descriptions of the Aptian cephalopods from the La Peña formation). *Geol. Soc. Am., Bull.*, Vol. 60, p. 89-176, 2 figures, 18 plates, 1 map.
- Humphrey, William E., 1956 a, Notes on the Geology of northeast Mexico. *Corpus Christi Geol. Soc.*, Ann. Meeting, Guidebook, 55 plus vi pages, structure section.
- Humphrey, William E., 1956 b, Tectonic framework of northeast Mexico, *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, *Trans.*, Vol. VI, p. 25-35, 1 map. 1 table correlations.
- Humphrey, William E., and Diaz, Teodoro, 1954, Stratigraphy of Las Cortinas Canyon section, Sierra de los Muertos, Coahuila, Mexico. *So. Tex. Geol. Soc.*, 20th Annual Field Trip, Gudebook, 4 pages, 2 geologic maps, 1 columnar section, 1 structure section.
- Humphrey, William E., and Diaz, Teodoro, 1956, Jurassic and Lower Cretaceous Stratigraphy and Tectonics of Northeast Mexico. *Wilson J. L., and Jordan C. eds. Bureau of Economic Geology, University of Texas, Austin 2003. Report of investigations No. 267, 152 pages.*
- Imlay, Ralph. W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 47, p. 1091-1152, 10 plates, 3 figures, 1 map.
- Imlay, Ralph. W., 1937 a, Geology of the Middle part of the Sierra de Parras, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 48, p. 587-630, 14 plates, 4 figures, 1 map.
- Imlay, Ralph. W., 1937 b, Stratigraphy and paleontology of the Upper Cretaceous beds along the eastern side of the Laguna del Myrán, Coahuila, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 48, p. 1765-1872, 26 plates, 4 figures.
- Imlay, Ralph. W., 1937 c, The geology and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico, Part IV, Geology of the Sierra de Cruillas, Tamaulipas. *Univ. Mich., Sci. Ser.*, Vol. 12, p. 211-244, 3 plates, 4 figures.
- Imlay, R.W., 1940, Neocomian faunas of northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 51, 117-190.
- Jackson S.A., and Beales F.W., 1967, An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley-Type ores durin late stages of diagenesis. *Bull Can Petrol Geol* 15:383-433
- Johnson, C.A., 1989, Structural Analysis of the fold and thrust belt in the vicinity of Monterrey, northeastern Mexico: Houston, Texas, EUA, Exxon Productions Research Company Report (inédito), 40 p.

- Johnson, C.R., Ward, W.C., Goldhammer, R.K., 1991, Mechanisms for high-frequency cyclicity in the Upper Jurassic limestones of northeastern Mexico: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 75, 603.
- Jones, R. A., 1925, A reconnaissance study of the Salado Arch, Nuevo León and Tamaulipas, Mexico, Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 9, No 1, p. 123-133, 1 figure.
- Jones NW, McKee JW, Márquez DB, Tóvar J, Long LE, Laudon, TS 1984, The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull. 95:1226-1241
- Kaiser, Ch.J., Kelly, W.C., Wagner, R.J., and Shanks III, W.C. 1987, Geologic and geochemical controls of mineralization in the Southeast Missouri Barite District.: Economic Geology, n. 82, pp. 719-734.
- Kellum, Lewis B., 1932, Reconnaissance studies in the Sierra de Jimulco, Mexico. Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 43, p. 541-564, 15 figures.
- Kellum, Lewis B., 1936 a, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part III, Geology of the mountains west of the Laguna District., Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 47, p. 1039-1090, 14 plates, 2 figures.
- Kellum, Lewis B., 1936 b, Paleogeography of parts of the border province of Mexico adjacent to West Texas., Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 20, No 4, p. 417-432, 3 figures.
- Kellum, Lewis B., 1937, The geology and biology of the San Carlos Mountains, Tamaulipas, Mexico, Part I, Geology of the sedimentary rocks of the San Carlos Mountains, Univ. Mich., Sci. Ser., Vol. 12, p. 3-97, 5 text figures, 6 maps.
- Kellum, Lewis B., 1949, Review of "Exploraciones geológicas en el centro de la región oriental del estado de Coahuila y en las porciones limítrofes de Nuevo León", by Federico K. G. Müllerried, Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., Vol. 33, No 1, p. 100-101.
- Kellum, L. B., Imlay, L. W., and Kane, W. G., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part. I. Relation of structure, stratigraphy, and igneous activity to an early continental margin, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 47, p. 969-1008, 3 plates, 3 figures.
- Kelly, W. A., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part II. Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias, Geol. Soc. Am. Bull., Vol. 47, p. 1009-1038, 13 plates, 2 figures.
- Kesler, S.E., 1974, Informe final sobre el proyecto de fluorita en yacimientos de fluorita y de plomo-zinc-plata. Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Archivo Técnico 050063, 104 pp
- Kesler, S.E., 1977, Geochemistry of manto fluorite deposits, northern Coahuila, Mexico. Econ Geol 72:204-218
- Kesler, S.E., Jones, L.M., 1981, Sulfur and strontium isotopic geochemistry of celestite, barite and gypsum from the Mesozoic basins of North-eastern Mexico. Chem Geol 31:211-224
- King, Robert E., 1934, The Permian of southwestern Coahuila, Mexico. Am. Jour. Sci. 5<sup>th</sup> Ser. Vol. 27, p. 98-112, 4 figures.
- Kisvaransayi, G., Grant, S.K., Pratt, W.P., Koenig, J.W. (eds.), 1983, International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits, Proceedings Volume: Rolla, Missouri, EUA, University of Missouri-Rolla, 603 p.
- Krouse, H. R. 1980, Sulphur isotopes in our environment. *In* Handbook of environmental Isotope Geochemistry I. The terrestria environment. Fritz, P. Fontes, J-Ch (Eds.), Elsevier, Amsterdam, p. 435-472.
- Kusakabe M., Robinson B.W., 1977, Oxygen and sulfur isotope equilibria in the  $\text{BaSO}_4\text{-HSO}_4^-$   $\text{H}_2\text{O}$  system from 110 to 350°C with applications. Geochim Cosmochim Acta 41:1033-1040

- Leach, D.L., Sangster, D.F., 1993, Mississippi Valley-type lead-zinc ore deposits, en Kirkham, R.V., Sinclair, W.D., Thorpe, R.I., Duke, J.M. (eds.), Mineral Deposit Models, Geological Association of Canada, Special Paper, 40, 289-314.
- Leach D.L., Viets J.B., Foley-Ayuso N., and Klein D.P. 1995, Mississippi Valley-Type Pb-Zn deposits. <http://pubs.usgs.gov/of/1995/ofr-95-0831/CHAP30.pdf> . Fecha de consulta (Enero 2, 2007).
- Lhemann, C., Osleger, D, and Montañez, I. P., 1998, Controls on cyclostratigraphy of Lower Cretaceous carbonates and evaporites of Cupido and Coahuila carbonate platform, northeast Mexico: Jour. Sed. Research, v. 68, p. 1109-1130.
- Lehmann, C, Osleger, D. A., Montañez, I.P, Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., Banner, J 1999, Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. Geol Soc Am Bull 111:1010-1029.
- Lloyd, R.M. 1968, Oxygen isotope behavior in the sulphate-water system. J Geophys Res 73:6099-6110
- Lopez, R., Cameron, K.L., Jones, N.W., 2001, Evidence for Paleoproterozoic, Grenvillian, and Pan-African age Gondwanan crust beneath northeastern Mexico: Precambrian Research, 107, 195–214.
- Lozano, García R., 1951, Geología económica de los valles de San Vicente y de San Marcos, estado de Coahuila. Inst. Geol. Mex. Anales, Tomo X, No. 1, p. 1-59, 13 figures, 14 tables, photographs.
- Machel, H.G., Krouse, H.R., Sassen, R., 1995, Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. Appl Geochem 10: 373-389
- Maldonado, Koerdell Manuel, 1949, Nueva Equistal del Cretácico Superior de Coahuila, Mexico, asoc. Mex. Geol. Petrol., Bol., Vol. I, No 1, p. 27-34, 2 plates.
- Maynard, J.B., Okita, P.M., 1991, Bedded barite deposits in the United States. Econ. Geol. 86. 364-376
- M.C. Boiron, M. Cathelineau, D.A. Banks, S. Buschaert, S. Fourcade, Y. Coulibaly, J.L Michelot, A. Boyce. 2002, Fluid transfers at a basement/cover interface PartII. Large-scale introduction of chlorine into the basement by Mesozoic basinal brines. Chemical Geology 192, 121-140
- McKee, J. L., Jone, N. W., and Anderson, T. H., 1988, Las Delicias basin, a record of late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: Geology, v. 16, p. 37-40.
- McKelvey, J.G., and Milne, I.H., 1962, The flow of salt through compacted clay: Clays and Clay Min. v. 9. p. 248-259
- Müllerried, F. K. G., 1927, Informe preliminar acerca de la geología y zonas petrolíferas de una parte de la región carbonífera de Coahuila y Nuevo León. Inst. Geol. Mex., Folletos de divulgación, No. 26, p. 3-21.
- Müllerried, F. K. G., 1944, Geología del estado de Nuevo León. Primera Parte, Geología de la parte norte del estado de Nuevo León. Univ. Nuevo León, anales Inst. Invest. Cient, Vol. I, No 1, p. 167-199, 4 plates. Monterrey, Nuevo León.
- Müllerried, F. K. G., 1948, Exploraciones geológicas en el centro de la región oriental del estado de Coahuila y en las porciones limítrofes de Nuevo León. Soc. Mex. Geog. Y estadística, Bol., Tomo LXV, No. 1, 118 pages, 39 figures.
- Neuzil, C.E., 1986, Groundwater flow in low-permeability environments: Water Reso. Res., v. 22, p. 1163-1195
- Ohle, E.L., 1959, Some considerations on determining the origin of ore deposits of Mississippi Valley-type: Economic Geology, 54, 769-789.

- Ohmoto H., Lasaga A.C., 1982, Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Gechim Cosmochim Acta* 46:1727-1747
- Ohmoto H., 1986, Stable isotope geochemistry of ore deposits: J.W. Valley, H. P. Taylor, Jr. and J.R O'Neil. Eds. *Reviews in Mineralogy*. 16. 491-560
- Oivanki, S.M., 1974, Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geologists, Society Transactions*, 24, 258-278.
- Padilla y Sánchez R.J., 1986a, Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. PhD Thesis, The University of Texas at Austin, Austin, Texas, USA, 217 pp
- Padilla y Sánchez, R. J., (1986b) Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geofísica Intern* 25:157-206
- Paradis S, Hannigan P, and Dewing K. (en proceso), Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits (MVT). [http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth\\_dep/mvt/index\\_e.php](http://gsc.nrcan.gc.ca/mindep/synth_dep/mvt/index_e.php) . Fecha de consulta (Enero 2, 2007).
- Pérez Peña Adán (1949) Estudio geológico económico de los mantos de barita ubicados en la Sierra de Santa Rosa, Muzquiz, Coah. Servicio Geológico Mexicano. Archivo técnico 0500028, 54 p.
- Pindell, J.L., 1985, Alleghenian reconstructions and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and proto-Caribbean: *Tectonics*, 4, 1-39.
- Plumlee, G.S, Leach, D.L, Hofstra, A.H, Landis GP, Rowan EL, and Viets JG, 1994, Chemical reaction path modeling of ore deposition in Mississippi Valley-type Pb-Zn deposits of the Ozark Region, U. S. midcontinent. *Econ Geol* 89:1361-1383
- Puente-Solís, I.R. 2007, Distribución de los depósitos estratoligados de barita, celestina, fluorita y plomo-zinc en el noroeste de México y ejemplo de los mantos de celestina de la Sierra del Venado, Coahuila. Tesis de maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, Mexico.
- Puente-Solís, R., González-Partida, E., Tritlla, J., Levresse, G., 2005 a, Distribución de los depósitos estratoligados de Barita, Celestita, Fluorita y Pb-Zn en el noreste de México. *Convención Internacional de la Asociación Nacional de ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memorias no. XXVI*, pp. 95-98.
- Puente-Solís, R., González-Partida, E., González-Sánchez, F., 2005 b, Estudio microtermométrico de los mantos de celestita en la Sierra del Venado, Coahuila: *GEOS, Libro de Resúmenes*, v. 25, n. 1, p. 72.
- Ramírez, C.J., 1966, Tabla de correlación estratigráfica Zona noreste: *Archivos de Pemex*, reporte inédito.
- Ramos Román, J. R., and Marquez Dominguez, B., 1993, Evaluación geológica geoquímicas de sistemas petroleros de la Cuenca de sabinas: *Asoc. Mex. De Geólogos Petroleros, Symp. I de subsuelos, Ciudad del Carmen.*, Resúmenes, p. 17-19.
- Ramos-Rosique A. ,2004, Estudio microtermométrico de los yacimientos de celestita de El Volcán y El Venado de La Sierra de Los Alamitos, Coahuila. Tesis de licenciatura. UNAM, Facultad de Ingeniería. Pp. 66.
- Ramos-Rosique A, Villareal-Fuentes J, González-Partida E, Tritlla J, Levresse, G., 2005, Los Yacimientos estratoligados de celestita de El Venado y El Volcán en la Sierra de Los Alamitos, Coahuila, México. *Conv Intern AIMMG*, Mem 26:95-98
- Richardson C.K, Holland H.D, 1979, Fluorite deposition in hydrothermal systems. *Geochim Cosmochim Acta* 43:1327-1335

- Richardson, C.K., Pinckley, D.M. 1984, The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave-in-Rock Fluorspar district, Illinois: mineralogy, paragenesis, and fluid inclusions: *Economic Geology*, n. 79, pp. 1833-1856
- Richardson C.K., Rye R.O and Wasserman M.D., 1988, The chemical and thermal evolution of the fluids in the Cave.in-rock fluorspar district, Illinois: stable isotope systematics at the Deardorff mine. *Econ. Geol.*, 83, 765-783
- Roedder, E., Allen, V.H., Creel, J.P. 1968, Environment of ore deposition at the Mex-Tex Deposits, Hansonburg District, New Mexico, from studies of fluid inclusions: *Economic Geology*, n. 63, pp. 336-348
- Roedder E., 1984, Fluid inclusions. *Rev Mineral* 12:644 pp
- Rueda-Gaxiola, J., López-Ocampo, E., Dueñas, M.A., Rodríguez, J.L., Torres-Rivero, A., 1999, The palynological method: basis for defining stratigraphy and age of the Los San Pedros Allogropu, Huizachal-Peregrina anticlinorium, Mexico, en Bartolini, C., Wilson, J., Lawton, T. (eds.), *Mesozoic sedimentary and tectonic history of North-Central Mexico: Boulder, Colorado, EUA, Geological Society of America Special Paper*, 340, 229-269.
- Ruiz, J, Kesler, S.E., and Jones, L.M., 1985, Strontium isotope geochemistry of fluorite mineralization associated with fluorine-rich igneous rocks from the Sierra Madre Occidental, Mexico: possible exploration significance. *Econ Geol* 80:33-42.
- Rye RO Ohmoto H (1974) Sulfur and carbon isotopes and ore genesis: A review. *Econ Geol* 69:826-842
- Salas, G. A., 1973, Geología de los depósitos de celestita en la Sierra de La Paila, Coahuila. *Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memorias no. 10*, pp. 287-294.
- Salvador, A., Green, A., 1980, Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), en Auboin, J., et al. (eds.), *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys, Bureau de Recherche Géologique et Minière, Mémoires*, 115, 224-229.
- Sangster, D.F., 1983, Mississippi Valley-Type deposits: a geological mélange, en Kisvaransayi, G., Grant, S. K., Pratt, W.P., Koenig, J.W. (eds.), *International Conference on Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits, Proceedings Volume: Rolla, Missouri, EUA, University of Missouri-Rolla*, 7-19
- Seal R.R. II, Alpers C.N., Rye R.O., 2000, Stable Isotope Systematics of Sulfate Minerals. *Rev Mineral Geochem* 40:541-602
- Servicio Geológico Mexicano, 2006, Carta geológica de México, escala 1: 2' 000 000. Sexta edición
- Sharp, J.M., 1978, Energy and momentum transport model of the Ouachita basin and its possible impact on formation of economic mineral deposits. *Econ Geol* 73:1057-1068
- Sibson R.H, Moore J.M, and Rankin A.H 1975, Seismic pumping – a hydrothermal fluid transport mechanism. *J Geol Soc London* 131:653-659
- Singewald, Quentin D., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico. Part V. Igneous phenomena and geologic structure near Mapimi, *Geol. Soc. Am. Bull.*, Vol. 47, p. 1153-1176, 5 plates, 1 figure
- Smith, C. I., 1970, Lower Cretaceous stratigraphy, northern Coauila, Mexico: *Bureau Econ. Geol., Univ. Texas, Autin, Rept. Invest.* 65, 101 p.
- Snively Norman, 1961, Informe sobre las minas Padilla y Berrendo. Reporte interno, Grupo Peñoles

- Snively Norman, 1966, Geological Report: The Berrendo Prospect of Compañía Minera La Campana, S. A. Reporte interno, Grupo Peñoles.
- Solano Baltazar, 1977, Reporte El Berrendo, Reporte interno, Grupo Peñoles.
- Spencer, Ronald, J., 2000, Sulfate Minerals in Evaporite Deposits. *In* Reviews in Mineralogy & Geochemistry, v. 40. p 173-192.
- Spirakis C.S., Heyl A.V., 1988, Possible effects of thermal degradation of organic matter on carbonate paragenesis and fluorite precipitation in Mississippi Valley-type deposits. *Geology* 16:1171-1120
- Stakes D.S., and O'Neil J.R. 1982, Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. *Earth Planet Sci. Lett.*, 57, 285-304
- Suzuoki T., Epstein S., 1976, Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim Cosmochim Acta* 40:1229-1240
- Sverjensky, D.A., 1984, Oil field brines as ore forming solutions. *Econ Geol* 79: 23-27
- Sverjensky, D.A., 1986, Genesis of Mississippi Valley-type lead-zinc deposits: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 14, 177-199.
- Tatum, J. L., 1931, General Geology of northeast Mexico, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull.*, Vol. 15, No. 8, p. 867-893.
- Temple, A. K., Grogan, R. M., 1963. Manto Deposits of Fluorspar, Northern Coahuila, Mexico : *Economic Geology*, vol. 58, n. 7, pp. 1037-1053.
- Thode, H.G., Monster, J. 1965: Sulfur-Isotope Geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* 4:367-377
- Tinker, S.W., 1985, Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Aptian La Peña formation, northeast Mexico and south Texas: [M. S. Thesis]: An Arbor, University of Michigan, 63 p.
- Tritlla, J., González-Partida, E., Levresse, G., Banks, D., Pironon, J., 2004, Fluorite deposits at Encantada-Buenavista, México: products of Mississippi Valley type processes: *Ore Geology Review*, n. 23, p.p. 107-1024. A reply. *Ore Geol Rev* 25:329-332
- Tucker ME and Wright VP (1990) *Carbonate Sedimentology*. Ed Blackwell Science, 482 p
- Vega J. F, Perrilliat M. C, Duarte-Torres L, Durán-Herrera G, Rivas\_García M, Aguilar-Piña M, and Ventura J. F. 2007, Eocene strata from the Sabinas Basin and they bearing in sedimentary basin correlation in NE Mexico. *Bol. Soc. Geol. Mex.* LIX, 1, p. 115-123
- Villareal-Fuentes, J. (2007). Los depósitos de celestita en Coahuila: ejemplos de yacimientos tipo MVT en Mexico. Tesis de maestría, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Juriquilla, Querétaro, Mexico .
- Vinet, M.J., 1975, Geology of the Sierra of Balauartes and Sierra de Pajaros Azules: New Orleans, Louisiana, EUA, Louisiana State University, Tesis de doctorado inédita, 124 p.
- Waitz, Paul, 1932, Condiciones geológicas de la Boquilla de Don Martin, Coahuila y de sus alrededores. *Soc. Cient. "Antonio Alzate," Mem. Y Rev.*, Tomo 51, p. 35-66, 12 plates.
- Walter LM, Brannon JC, Molovanyi EP, and Podosek FA (1987) Sr and isotopic data on diagenetic sulfides, sulfates and calcites (Smackover Fm., SW Arkansas); implications for the fluid sources and chemical evolution (abstract) *SEPM Annual Midyear Meeting, Abstracts*, 4: 88
- Werner Roland A., and Brand Willi A. 2001, Referencing strategies and techniques in stable isotope ratio analysis. *Rapid Commun. Mass Spectrom.* 15, 501-519.
- Wilkinson, J.J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55, pp. 229-272.
- Wilson, J.L., 1990, Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: A review, en Tucker, M.E., Wilson, J.L., Crevello, P.D., Sarg, J.R., Read, J.F.

- (eds.), Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International Association of Sedimentologists, Special Publication, 9, 235-255.
- Wilson, J. L., 1999, Controls on the wandering path of the Cupido Reef trend in northeastern Mexico: Geo. Soc. Amer., Spec. Paper 340, p. 135-143.
- Wilson, J.L., Piali, G., 1977, A Lower Cretaceous shelf margin in Northern Mexico, en Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Applications to subsurface exploration: Austin, Texas, EUA, The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations, 89, 286-298.
- Wilson, J.L., Ward, W.C., Finneran, J. (eds.), 1984, A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 76 p.
- Winker, C.D., Buffler, R.T., 1988, Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico and margins, Jurassic to Middle Cretaceous (Comanchean): American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 72, 318-346.
- Wood, J.R., and T.A. Hewett, 1982, Fluid convection and mass transfer in porous sandstones - a theoretical model: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 46, p. 1707-1714.
- Worden RH, Smalley PC (1996) H<sub>2</sub>S producing reactions in deep carbonate gas reservoirs: Khuff Formation Adu Dhabi. Chem Geol 133:157-171
- Yang, J. and Large, R.R. and Bull, S.W. 2004, Factors controlling free thermal convection in faults in sedimentary basins: implications for the formation of zinc-lead mineral deposits. Geofluids, 4, (3). pp. 237-247. ISSN 1468-8115
- Young, K., 1986, Cretaceous marine inundations of the San Marcos platform, Texas: Cretaceous Research, p. 117-140.
- Zák I., Sakai H., Kaplan IR., 1980, Factors controlling <sup>18</sup>O/<sup>16</sup>O and <sup>34</sup>S/<sup>32</sup>S isotope ratios of ocean sulfates, evaporites and interstitial sulfates from modern deep sea sediments. Isotope Marine Chem 339-373
- Zheng Y,F., Hoefs J., 1993, Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and applications to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. Min Dep 28:79-89

***Universidad Nacional Autónoma de México***  
***Posgrado en Ciencias de la Tierra***  
***Centro de Geociencias, Campus Juriquilla***



***Unidad Teórica I***

***EVOLUCIÓN PALEO GEOGRÁFICA Y TECTÓNICA DEL  
GOLFO DE MÉXICO Y SU RELACIÓN CON EL  
DESARROLLO GEOLÓGICO DEL NORESTE DE MÉXICO***

***Presenta:***  
***Francisco González Sánchez***

***Director de Tesis:***     ***Dr. Eduardo González Partida***

***Asesor:***                 ***Dr. Ulises Hernández Romano***

***Asesor:***                 ***Dr. Antoni Camprubí i Cano***

Juriquilla, Qro. Agosto, 2005

## **UNIDAD TEORICA 1**

### **EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y TECTÓNICA DEL GOLFO DE MÉXICO Y SU RELACIÓN CON EL DESARROLLO GEOLÓGICO DEL NORESTE DE MÉXICO**

#### **CONTENIDO**

#### **1. Introducción**

#### **2. Modelos de apertura y evolución tectónica del Golfo de México**

#### **3. Evolución del Golfo de México**

3.1. *Triásico Tardío- Jurásico Temprano (230-184 Ma)*

3.2. *Jurásico Medio a Tardío: Fase principal del rifting. (184-154 Ma)*

3.3. *Jurásico Tardío (154-135 Ma)*

3.4. *Cretácico Temprano (135-96 Ma)*

3.5. *Cretácico Tardío (96-65 Ma)*

3.6. *Cenozoico (65 Ma-Presente)*

#### **4. Evolución geológica del noreste de México**

4.1. *Evolución sedimentaria*

#### **5. Conclusiones**

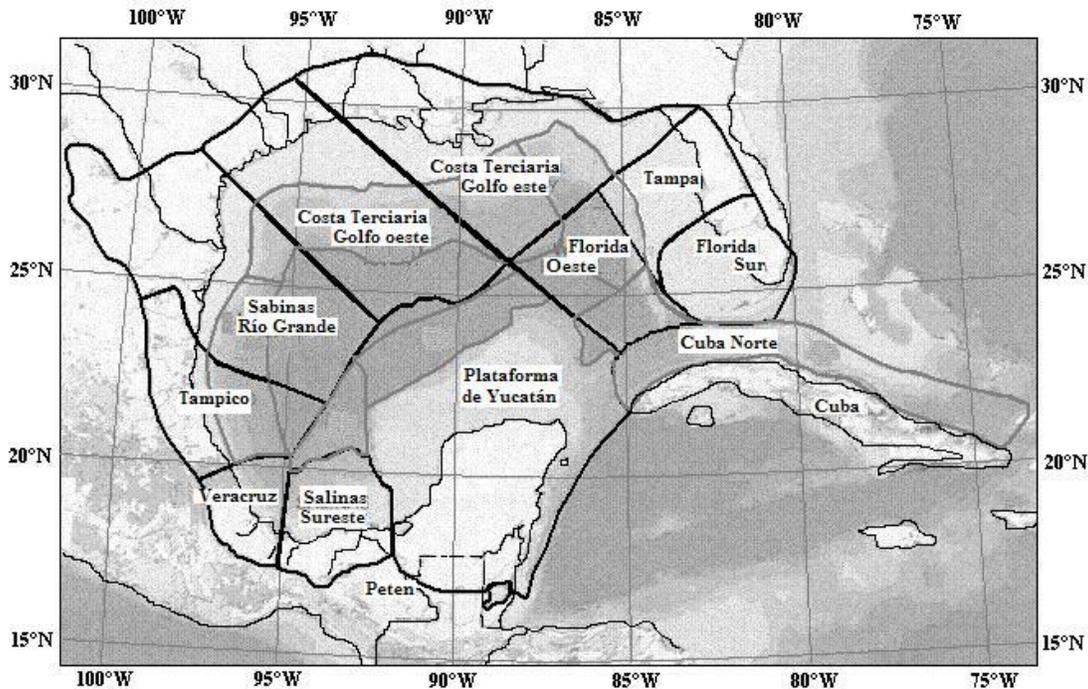
#### **Referencias**

UNIDAD TEORICA 1  
EVOLUCIÓN PALEOGEOGRÁFICA Y TECTÓNICA DEL GOLFO DE MÉXICO Y SU  
RELACIÓN CON EL DESARROLLO GEOLÓGICO DEL NORESTE DE MÉXICO.

## 1. INTRODUCCIÓN

El Golfo de México (GdM) es un mar epicontinental que ha evolucionado dentro del área creada por la separación de Norteamérica-Sudamérica y África desde el rompimiento de Pangea en el Triásico Tardío- Jurásico Temprano (Pindell y Kennan, 2001).

La formación del GdM implica una serie de cuencas sedimentarias que están claramente definidas o que caen dentro de su margen costero tales como: Florida Sur, Tampa, Costa Terciaria Golfo este, Costa Terciaria Golfo oeste, **Sabinas-Río Grande**, Tampico, Veracruz, Salinas-Sureste y Cuenca Plataforma de Yucatán (Jacques, 2004) (Fig. 1).



**Figura 1.** Cuencas (líneas negras gruesas) y fronteras de provincias petroleras (líneas grises). Tomado de Jacques, (2004).

Las cuencas mostradas en la figura 1, se originaron a partir de un evento común que inicia a partir de la etapa de rifting del Triásico Tardío y el desarrollo de ellas ido a la par de la evolución del GdM, sin embargo, tienen historias locales diferentes que dependen de: (1) los tipos de basamento de cada una (2) de los rasgos estructurales heredados y, en cierto modo, de la cercanía de estas cuencas a las zonas de rifting, y (3) de la tectónica post-depositación. De igual manera, la evolución sedimentaria está condicionada por la paleotopografía que, en cierta medida, influyó en la cantidad de aporte de sedimentos terrígenos y/o evaporíticos y carbonatados en su caso.

El entendimiento de la evolución tectónica y estratigráfica de la cuenca del GdM desde su apertura hasta la actualidad, es imprescindible para comprender mejor la distribución de las diferentes formaciones sedimentarias y, de esta manera, poder realizar una evaluación más precisa de los recursos naturales existentes en estas cuencas, como yacimientos de hidrocarburos

y los yacimientos de minerales metálicos y no metálicos (incluyendo en este último materiales de construcción).

Una característica en común que presentan estas cuencas es la presencia de hidrocarburos, cuyo tipo depende de la clase de materia orgánica aportada y de la evolución térmica de la cuenca. Este hecho, debido a su relevancia económica, ha favorecido el desarrollo de las investigaciones geológicas, haciendo al GdM una de las zonas mejor estudiadas de México.

A pesar que la presencia de hidrocarburos ha promovido la investigación geológica de esta área, existe una gran cantidad de yacimientos minerales, especialmente, de celestina, barita, fluorita y plomo/zinc, generados en ambientes sedimentarios y diagenéticos. Aunque yacimientos de este tipo son económicamente importantes, en México, siguen siendo un campo virgen para la investigación.

Dentro de la zona Sabinas-Río Grande (Fig. 1) se localizan varias cuencas interiores dentro de las que se encuentra la Cuenca de Sabinas. Ésta, además de contener hidrocarburos, presenta yacimientos minerales como los mencionados anteriormente y, por tal motivo, este trabajo pondrá especial interés a la evolución paleo-estratigráfica de esta cuenca.

La comprensión de los mecanismos de formación de este tipo de depósitos incidirá directamente en la exploración de los mismos en cuencas similares.

## **2. MODELOS DE APERTURA Y EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL GOLFO DE MÉXICO**

Existen varios modelos relacionados con la evolución tectónica del GdM, principalmente en lo que se refiere a la manera y los mecanismos mediante los que el bloque de Yucatán llegó a su posición actual.

Las ideas que se tenían respecto a la formación del GdM hasta antes de 1940 (Schuchert, 1909; Willis, 1909; Schuchert, 1935; Dumble, 1918; Miser, 1921; Schuchert, 1923, 1929, 1935; Sellards, 1932) se construyeron bajo una carencia de conocimientos relacionados con la constitución del fondo de la parte central de la cuenca actual. Este escenario cambió drásticamente debido a las perforaciones y mediciones geofísicas realizadas con fines exploratorios de hidrocarburos y, de ahí en adelante, la gran cantidad de estudios que se han realizado en el área, primero en aguas someras y actualmente en aguas profundas del GdM. Por otro lado, la aceptación de la teoría de la tectónica de placas ha evolucionado las teorías de formación del GdM desde las propuestas por los autores anteriores, hasta las actuales que consideran un origen “rift y drift” mesozoico de la cuenca (Salvador, 1991).

Winker y Buffler (1988), realizaron un resumen de los modelos más “modernos” y los dividieron dentro de seis categorías. Todas menos una de estas categorías caen dentro de uno de dos grupos: (1) aquellas que requieren la rotación del bloque de Yucatán a lo largo de dos límites transformantes sub-paralelos océano-continente, (2) aquellas que requieren de la rotación del bloque tectónico de Yucatán a lo largo de un límite transformante océano-continente único. La categoría que queda fuera de estos grupos no incluye al bloque de la península de Yucatán (Meyerhoff, 1967; Paine y Meyerhoff, 1970; Shurbet y Cebull, 1975).

Ahora bien, según Marton, (1995), la mayoría de las ideas generadas se pueden resumir en dos modelos: (a) en los que el Bloque de Yucatán sufrió una traslación hacia el sureste (Ej., Dickinson y Coney 1980; White, 1980; Klitgord y Schouten, 1986; Salvador, 1987; Watkins, 1989; Le Roy, 1998) o (b) por una transrotación, ya sea dextrógira (Ej. Freeland y Dietz, 1972; Gose et al., 1982; Hall et al. 1982) o levógira (Ej. Carey, 1963; Le Pichon y Fox, 1971; Pindell y Dewey, 1982; Shepherd, 1982, 1983; Anderson y Schmidt, 1983; Buffler y Sawyer, 1985; Pindell, 1985;

Dunbar y Sawyer, 1987; Sawyer et al., 1991; Schouten y Klitgord, 1994; Marton y Buffler, 1994; Pindell y Kenan, 2001; Jacques y Clegg, 2002a).

En resumen, la mayoría de los investigadores dedicados al estudio de ésta área coinciden en que la rotación del Bloque de Yucatán se efectuó mediante un límite transformante océano-continente único, localizado en la parte W del actual GdM y sub-paralelo a la costa este de México Central y consideran que la rotación izquierda del bloque fué de 42 a 60° (Dunbar y Sawyer, 1987; Ross y Scotese, 1988; Hall y Najmuddin, 1994; Marton y Buffler, 1994; Schouten y Klitgord, 1994). Asimismo, un soporte adicional al modelo de rotación izquierda del bloque son los datos paleomagnéticos de Gose et al. (1982) y Molina-Garza et al. (1992), quienes reportan rotaciones de 130° y 75°, respectivamente.

### **3. EVOLUCIÓN DEL GOLFO DE MÉXICO**

#### **3.1 Triásico Tardío- Jurásico Temprano (230-184 Ma)**

Durante este tiempo, varios bloques continentales ocupaban extensas áreas de los actuales GdM y Mar Caribe. Estos incluyen: (a) el cratón Norte Americano al norte, (b) el Bloque Estrecho de Florida al noreste, (c) el Bloque Chortis-Nicaragua al suroeste, (d) el Bloque Yucatán (Maya) actualmente situado en el oeste, habiéndose desplazado por trans-rotación desde su posición central y, (e) el Bloque Guyana en el sur, el cual comprende desde Colombia a través de Venezuela hasta la costa atlántica de Brasil (Pindell y Kenan, 2001; Jacques, 2004) (Fig. 2).

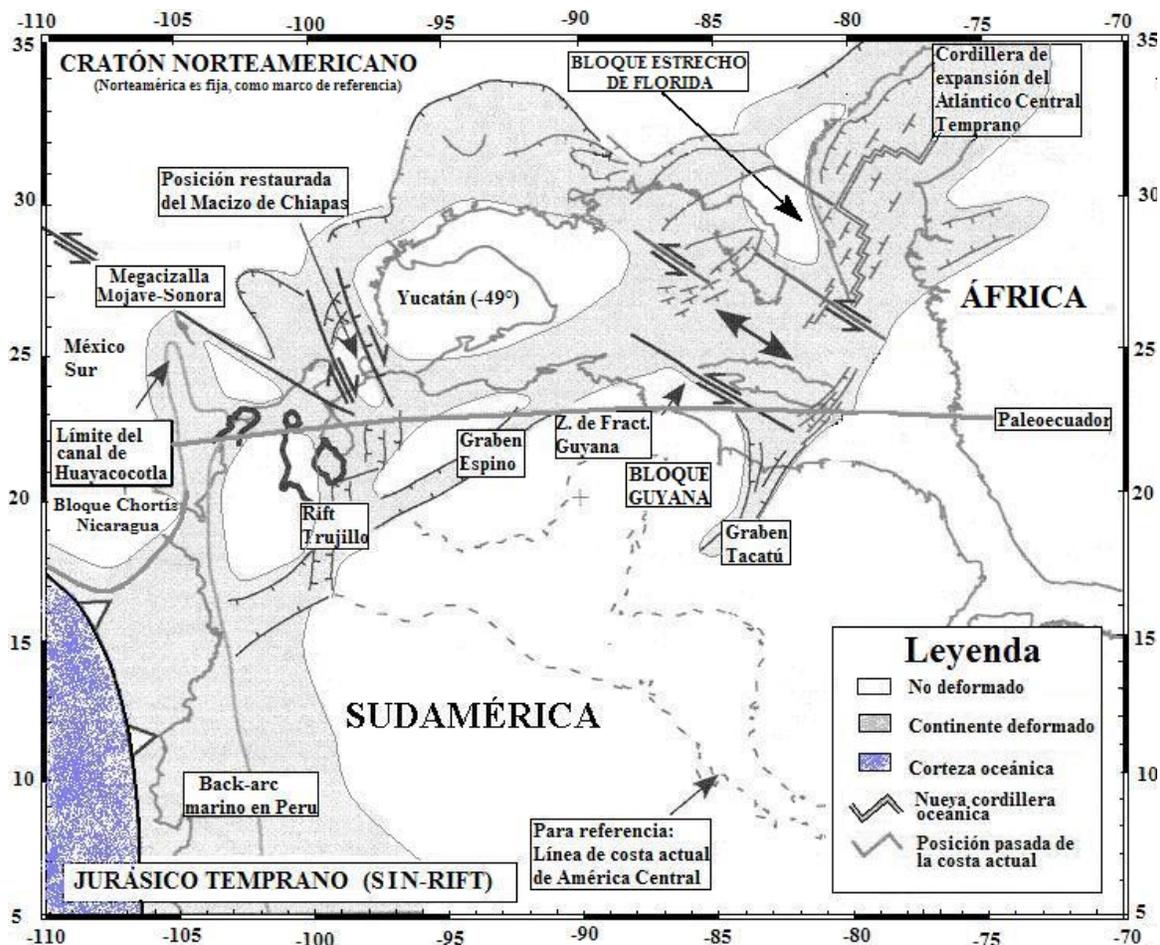
En el transcurso del Triásico Tardío comienzan a operar los primeros mecanismos de subsidencia. Estos mecanismos representan probablemente la etapa inicial del rifting en el rompimiento de Pangea, concentrado a lo largo de zonas de debilidad y sutura heredadas de la actividad distensiva y compresiva de las fases orogénicas del Precámbrico Temprano y Paleozoico (Salvador, 1991).

El rifting intracontinental entre Yucatán y Norteamérica inició en el Triásico Medio a Tardío (230 Ma). La extensión litosférica en esta área produjo un extenso sistema de grabens y semigrabens extensionales y transtensionales que controlaron los rasgos del basamento (Goldhammer y Johnson, 1999; Jacques, 2004), representados al norte por sistemas de fallas con orientaciones NE-SW (Fig. 2). Al sur, en la parte norte de Sudamérica, pudo haberse producido una actividad extensional similar a la anterior, generando rasgos como los graben Espino y Tacutu con orientaciones NE-SW. (Fig. 2). Al oeste, en el este y noreste de México, el movimiento de bloques a gran escala, parece haber sido acomodado a las zonas intracontinentales mayores de deformación, tal como la megacizalla Mojave-Sonora. Evidencias de esta deformación distensiva se aprecian en la extensa y compleja red de fracturas transtensionales, graben lineales y semigrabens rellenos de capas rojas y rocas volcánicas del Triásico Tardío-Jurásico Temprano (Salvador, 1991; Eguiluz de Antuñano, 2001), y en la acumulación posterior de depósitos de sal en las cuencas del rift antes de que iniciara la expansión del piso oceánico (Bird et al., 2005).

#### **3.2. Jurásico Medio a Tardío: Fase principal del rifting (184-154 Ma).**

A medida que África y Sudamérica se separaron de Norteamérica, la cuenca del GdM completa experimentó una extensión significativa de la corteza continental. Esto produjo una serie de altos del basamento y rifts a gran escala en la parte norte del Golfo, con orientación regional NW-SE. Este periodo, conocido como “etapa de rift” (Salvador, 1991), se caracteriza por el inicio de la traslación del Bloque Yucatán desde su posición original. El resultado de este evento fue la creación de una amplia área de corteza transicional. A lo largo de toda esta área central de corteza

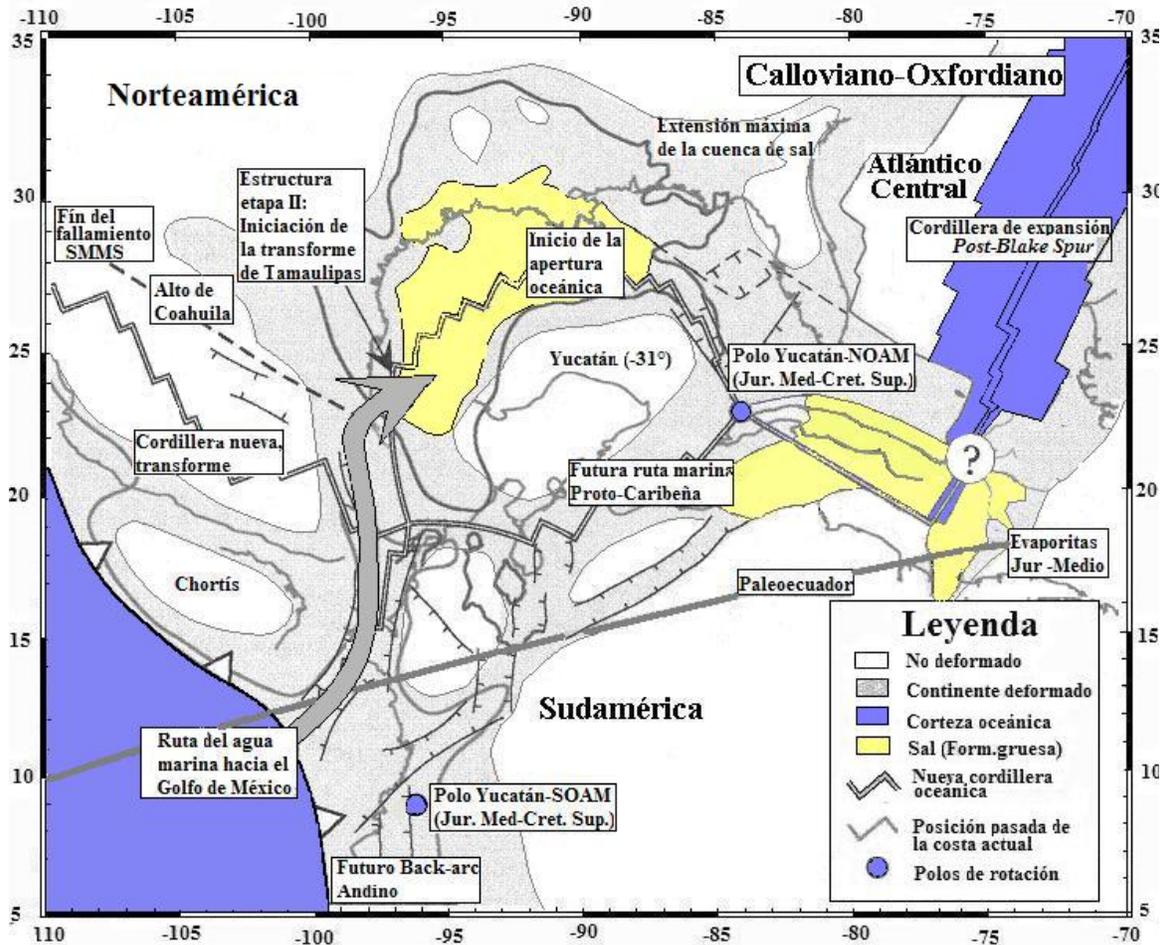
continental adelgazada se depositaron gruesos paquetes de sal, ya que había inundación de agua marina proveniente del Océano Pacífico que penetraba a la cuenca por el lado oeste, probablemente a través de México Central, (Fig. 3).



**Figura 2.** Reconstrucción de placas para el Jurásico Temprano (aproximación de límites océano-continente en el Atlántico, post-deformación temprana, Se considera fija a Norteamérica). Modificado de Pindell y Kennan (2001).

Durante este tiempo, aún no se establecía una conexión entre el proto-Golfo y el océano Atlántico, ya que las plataformas de Yucatán y Florida permanecían emergidas. La presencia de una barrera efectiva a la circulación del agua marina fue un aspecto crucial para mantener un alto grado de hipersalinidad en la cuenca.

Durante el Calloviano-Oxfordiano inicia el emplazamiento de la corteza oceánica y la expansión del piso oceánico, aparentemente durante un periodo relativamente breve (4 a 5 millones de años), ya que a lo largo de la cuenca del GdM la sección sedimentaria del Jurásico Superior (a partir de mediados del Oxfordiano) muestra considerable continuidad, lo cual refleja un proceso de depósito en un periodo de marcada estabilidad tectónica (Salvador, 1991). Dado que la secuencia sedimentaria Jurásica no fue interrumpida, se piensa que la expansión del piso oceánico cesó y que el bloque de Yucatán alcanzó la posición que tiene en la actualidad.



**Figura 3.** Reconstrucción de placas para el Oxfordiano Temprano (posiciones de placas interpoladas). Modificado de Pindell y Kennan (2001).

Generalmente se ha asumido que los depósitos de evaporitas del Jurásico Medio antecede a la generación de la corteza oceánica, misma que dividió posteriormente a estos depósitos en dos provincias salinas, la del norte y la del sur, denominadas Louann y Campeche, respectivamente, (Salvador, 1987, 1991). Sin embargo, tal explicación ha sido bastante debatida por Marton y Buffler, (1994). Estos autores sugieren que algunos depósitos evaporíticos alóctonos y algunos autóctonos están infrayacidos por una corteza oceánica Mesozoica que podría extenderse hasta 200 km por debajo del límite actual de las evaporitas.

La reconstrucción de las provincias Louann y Campeche muestra que parte de los depósitos evaporíticos originales fueron depositados probablemente en una cuenca oceánica ya parcialmente abierta durante el Calloviano al Oxfordiano Temprano (Salvador, 1991; Marton y Buffler, 1994). El hecho de que los depósitos evaporíticos hayan sido divididos en dos provincias salinas separadas por la expansión del piso oceánico, restringe la edad de formación de tales depósitos a las fases más tempranas de la formación de la corteza oceánica.

La interrupción de la precipitación de los depósitos salinos, probablemente estuvo íntimamente relacionada con el incremento de las tasas de subsidencia a medida que la corteza oceánica se enfrió, propiciando así condiciones de aguas más profundas en la cuenca, la cual, a mediados del Oxfordiano, se estableció como un gran mar interior con circulación sin restricciones desde el Pacífico y salinidad normal, aunque es probable que estas condiciones de cuenca más profunda se

hayan alcanzado a fines del Calloviano, ya que la Fm. Santiago en la zona de la Cuenca Tampico-Misantla, de edad Oxfordiana, es de características de ambiente profundo (Sánchez et al., 2006), además, para el Calloviano se registra la primer invasión marina en el Golfo de sabinas, la cual esta representada por las evaporitas de la Formación Minas Viejas.

### **3.3 Jurásico Tardío (154-135 Ma)**

Después de haber concluido la etapa de emplazamiento de corteza oceánica durante el Triásico Tardío hasta inicios del Jurásico Tardío, se produjo una fase de subsidencia térmica desde mediados del Oxfordiano hasta mediados del Cretácico, debida inicialmente al enfriamiento de la corteza oceánica recién emplazada. La subsidencia de mediados del Cretácico es probablemente consecuencia de la carga de sedimentos (Salvador, 1991).

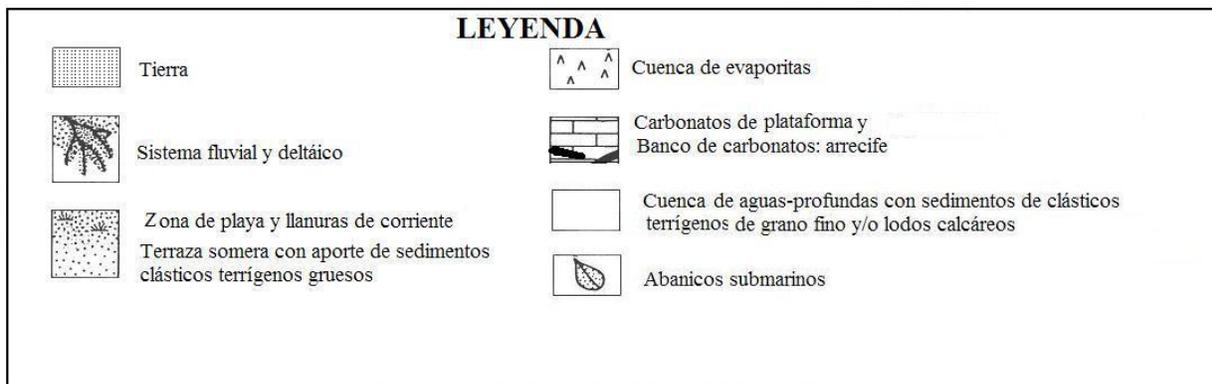
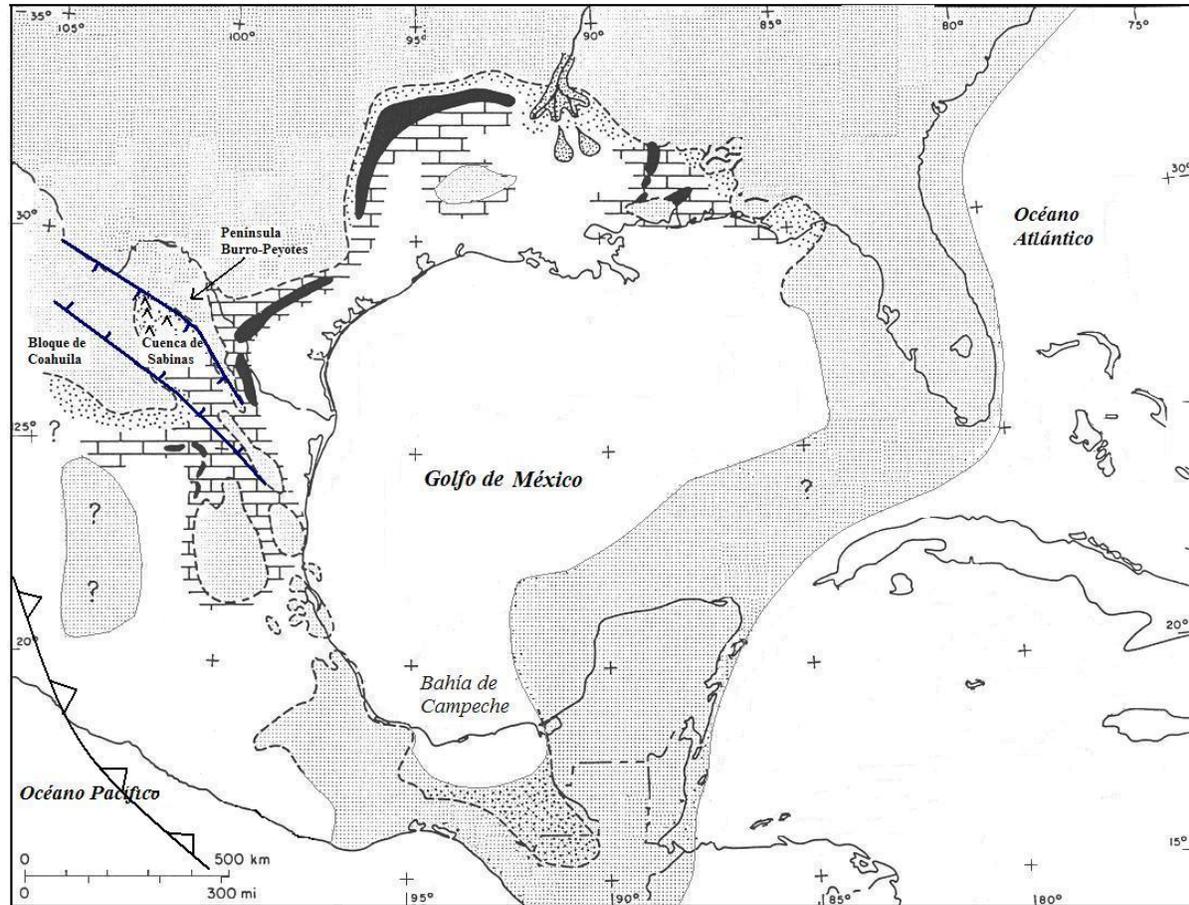
Este periodo de subsidencia se produjo conjuntamente con una transgresión marina prolongada y de amplia distribución, casi continua desde el Jurásico Tardío e inicios del Cretácico Temprano salvo por escasos periodos cortos de regresión. La entrada de agua marina siguió efectuándose desde el Océano Pacífico ya que aún no había conexión con el Océano Atlántico o el Caribe (Salvador, 1991).

La transgresión del Jurásico Tardío se extendió progresivamente sobre la mayoría del área de la actual cuenca del GdM. De esta forma, en México se conocen rocas sedimentarias del Jurásico Superior en muchas áreas de la parte centro y oeste del país (Fig. 17), más allá de los límites estructurales de la cuenca (Salvador, 1991).

Las capas iniciales depositadas durante la transgresión del Jurásico Tardío cubrieron, con relaciones estratigráficas variables, una superficie irregular de rocas de edad y composición litológica variables. En la parte central del GdM, se piensa que la parte baja de la sección sedimentaria que cubre la corteza oceánica pertenece al Jurásico Tardío. En la parte este del centro de México, las rocas sedimentarias del Jurásico Superior cubren secuencias marinas y no marinas del Jurásico Medio. Las condiciones de depósito y paleogeografía para la parte este del México central fueron muy diferentes con respecto a los márgenes norte y noroeste de la cuenca (Fig. 17). La secuencia del Oxfordiano no descansa sobre cuerpos evaporíticos, por lo que no presenta la deformación característica de tales formaciones. Esta zona está compuesta principalmente por lutitas marinas de la Formación Santiago (Salvador, 1991).

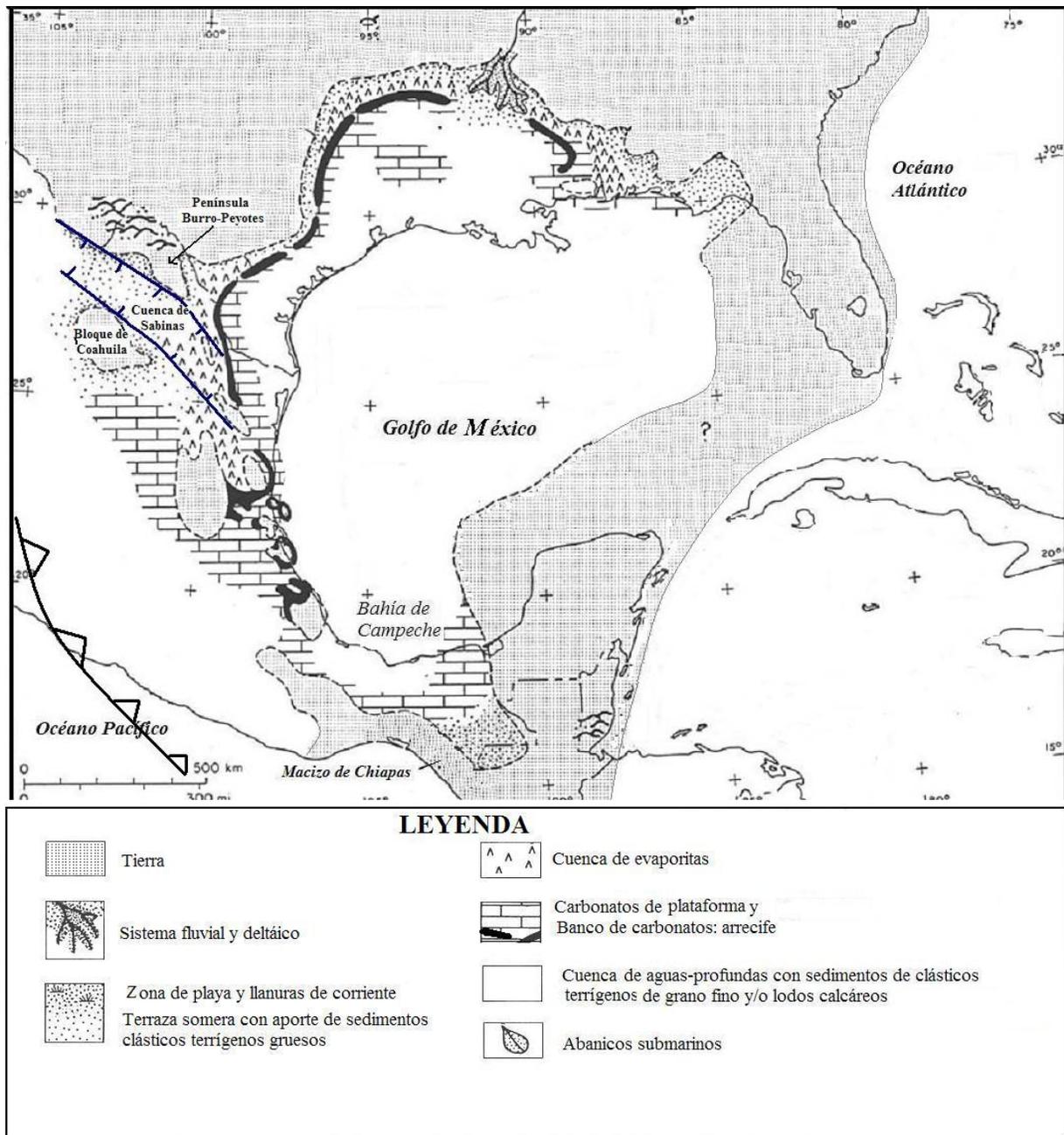
El Oxfordiano en el sureste de México, específicamente en la bahía de Campeche (Fig. 17) y área de Reforma, está compuesto principalmente por lutitas y calizas arcillosas subyacidas en su mayoría por evaporitas del Jurásico Medio. La parte baja de las capas rojas no marinas de la Formación Todos Santos se considera perteneciente al Oxfordiano (Salvador, 1991). Durante este periodo, las plataformas de Florida y Yucatán estuvieron emergidas y probablemente unidas, separando el GdM del Atlántico (Fig. 4).

La tendencia hacia condiciones de agua más profundas iniciada desde el Calloviano continuó durante todo el Jurásico Superior, tal como lo muestran las formaciones Santiago, Tamán y Pimienta, del Oxfordiano, Tithoniano y Kimmeridgiano respectivamente, en el este del México Central (Sánchez et al., 2006) y La Casita y Menchaca en el noreste de México (Fig. 17).



**Figura 4.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Oxfordiano Tardío. Modificado de Salvador (1991).

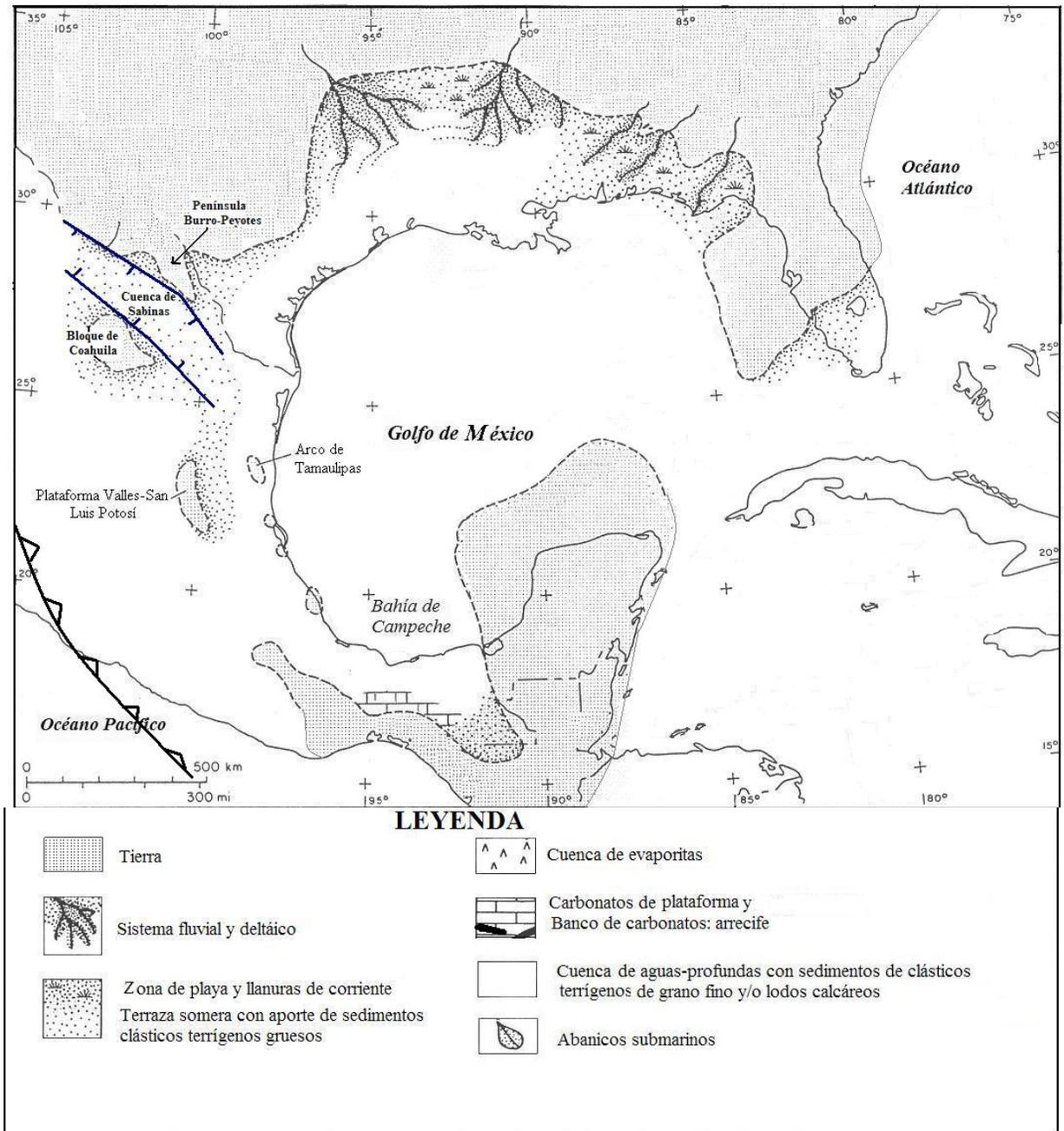
En este periodo, la parte oeste de la cuenca del GdM constituyó una plataforma marina abierta con inclinación hacia el este, hacia la parte profunda del centro del golfo. En el interior de dicha plataforma el influjo de terrígenos clásticos fue mínimo. La costa al oeste de la plataforma era irregular y hubo numerosas islas. En las partes más profundas de la plataforma se depositaron intercalaciones de calizas y lutitas, mientras que en aguas más someras y ambientes de alta energía (barras, bancos y bajíos a lo largo de la costa y alrededor de las islas) se depositaron calcarenitas y grainstones oolíticos y bioclásticos.



**Figura 5.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Kimmeridgiano Temprano. Modificado de Salvador (1991).

En el sureste de México, durante el Kimmeridgiano persistió una plataforma en las áreas de la Bahía de Campeche y el Istmo de Tehuantepec, que evolucionó hacia condiciones más someras hacia el NE del Macizo de Chiapas. En el sur de México y noroeste de Guatemala, el Kimmeridgiano es probablemente representado por la secuencia continental de capas rojas de la Formación Todos Santos (Fig. 5).

La transgresión del Jurásico Tardío alcanzó su máximo durante el Tithoniano o inicios del Cretácico Temprano, y de esta manera la mayoría de islas que aún existían en las periferias del golfo fueron cubiertas (Fig. 6).



**Figura 6.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Tithoniano Tardío. Modificado de Salvador (1991).

En la parte norte y noroeste del golfo se incrementa el tamaño de grano de los sedimentos y predominan los ambientes no marinos, fluviales y deltáicos, los cuales son sustituidos hacia el sur por la costa por extensas plataformas someras bordeadas por lagunas, playas de barrera y barreras de islas, con depositación de lutitas en los depocentros más profundos.

Durante el Tithoniano, mientras el sistema de sedimentación anterior se desarrollaba en el norte y noroeste de la cuenca, la parte oeste y sureste evolucionó de forma distinta, pues la secuencia del Tithoniano está representada por paquetes mucho más delgados de lutitas, lutitas calcáreas y calizas arcillosas. En las áreas de la Bahía de Campeche y Reforma, el Tithoniano está

constituido por lutitas que gradan a carbonatos de aguas someras hacia el continente, hasta capas rojas no marinas hacia el Macizo de Chiapas y el noroeste de Guatemala (Fig. 6). Dentro de esta secuencia se encuentran capas de bentonita, arcilla bentonítica y pedernal en capas, lentes y nódulos, que sugieren la presencia de volcanismo en ese periodo, probablemente asociado al margen Pacífico de México (Salvador, 1991).

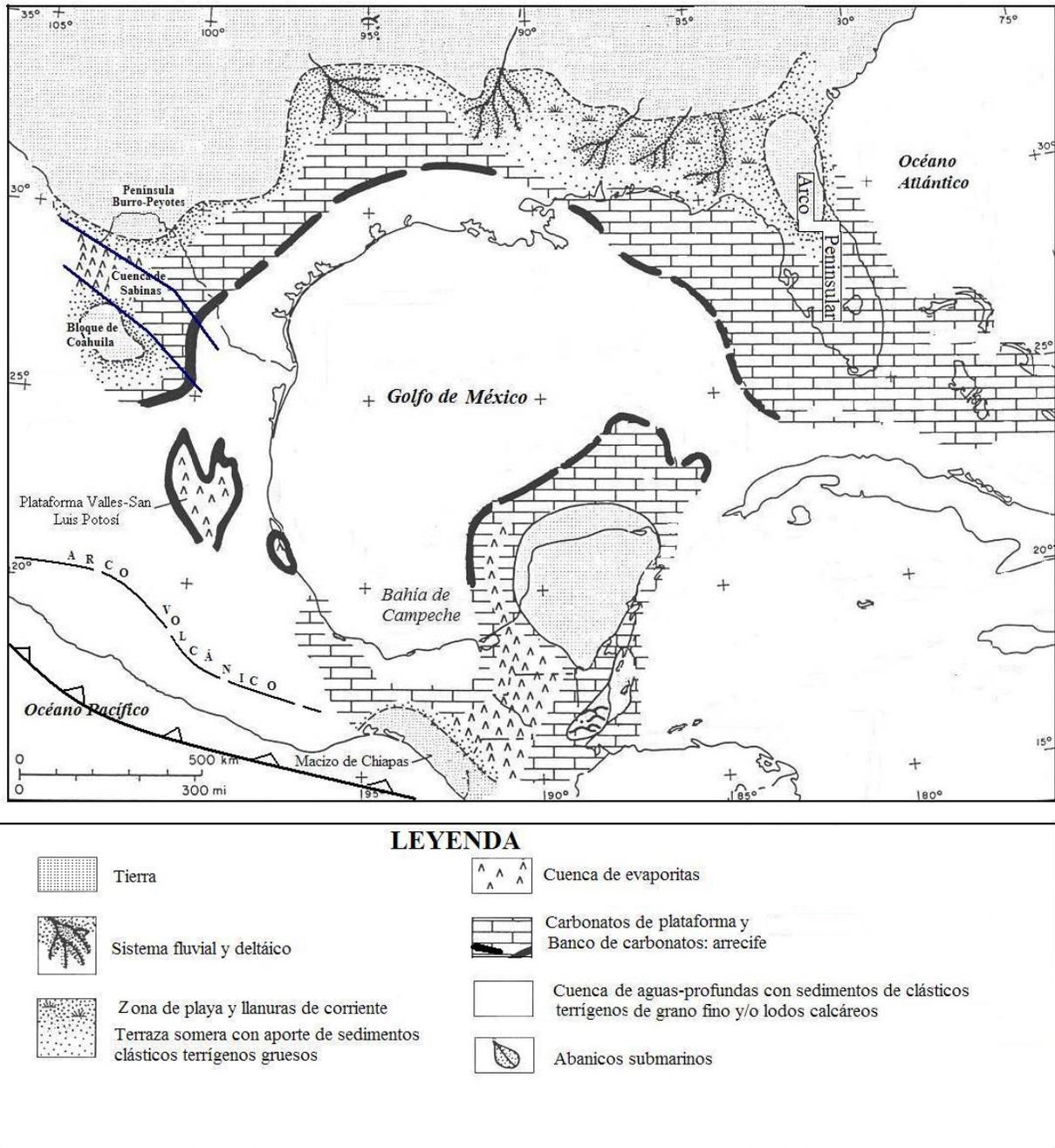


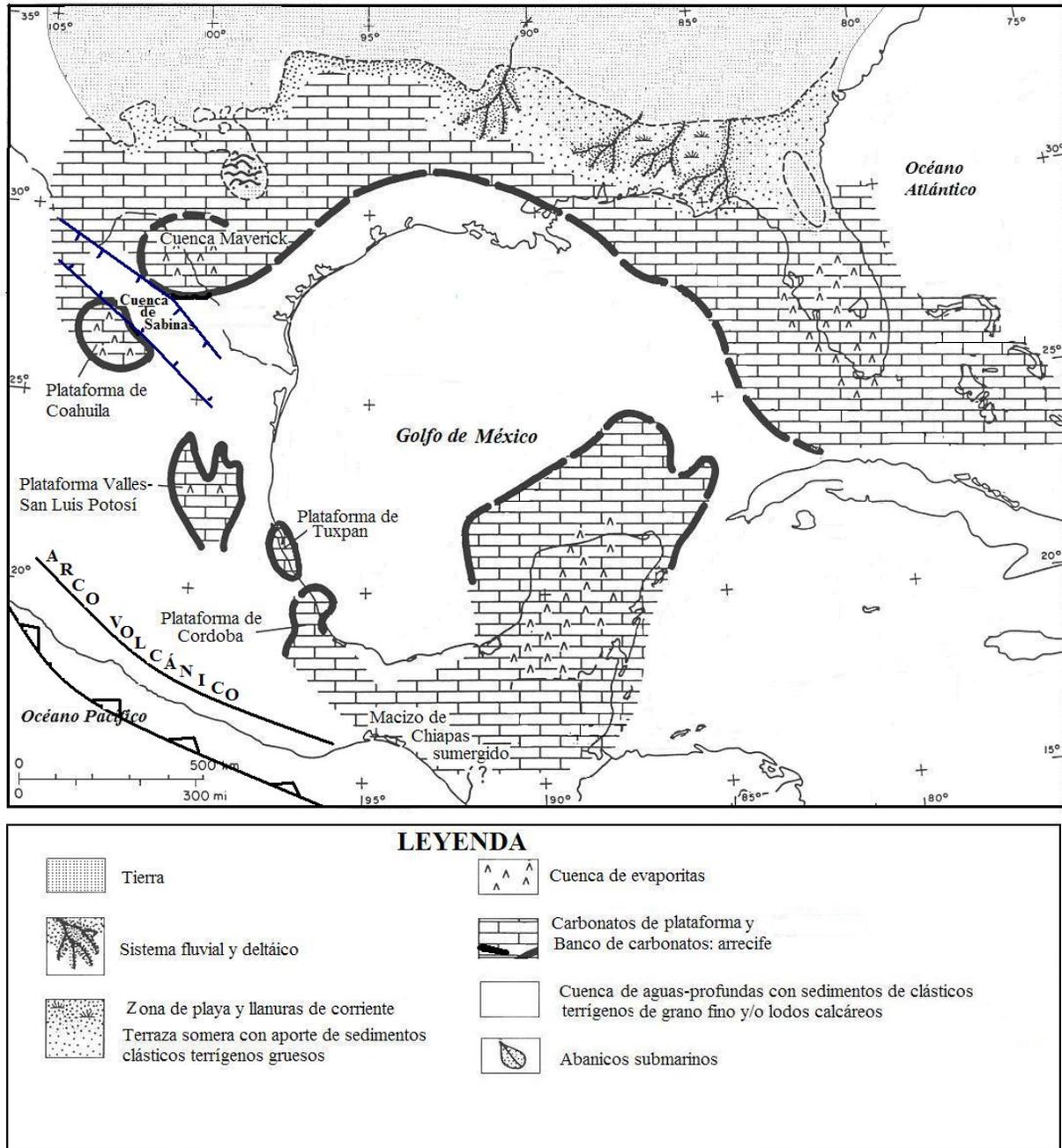
Figura 7. Paleogeografía del Golfo de México durante el Barremiano. Modificado de Salvador (1991).

La comunicación de la cuenca del GdM con el Océano Atlántico se efectuó por un paso entre las plataformas de Yucatán y Florida. La conexión con el Océano Pacífico persistió aunque con

algunas restricciones impuestas por la extensa actividad volcánica a lo largo del margen Pacífico de México.

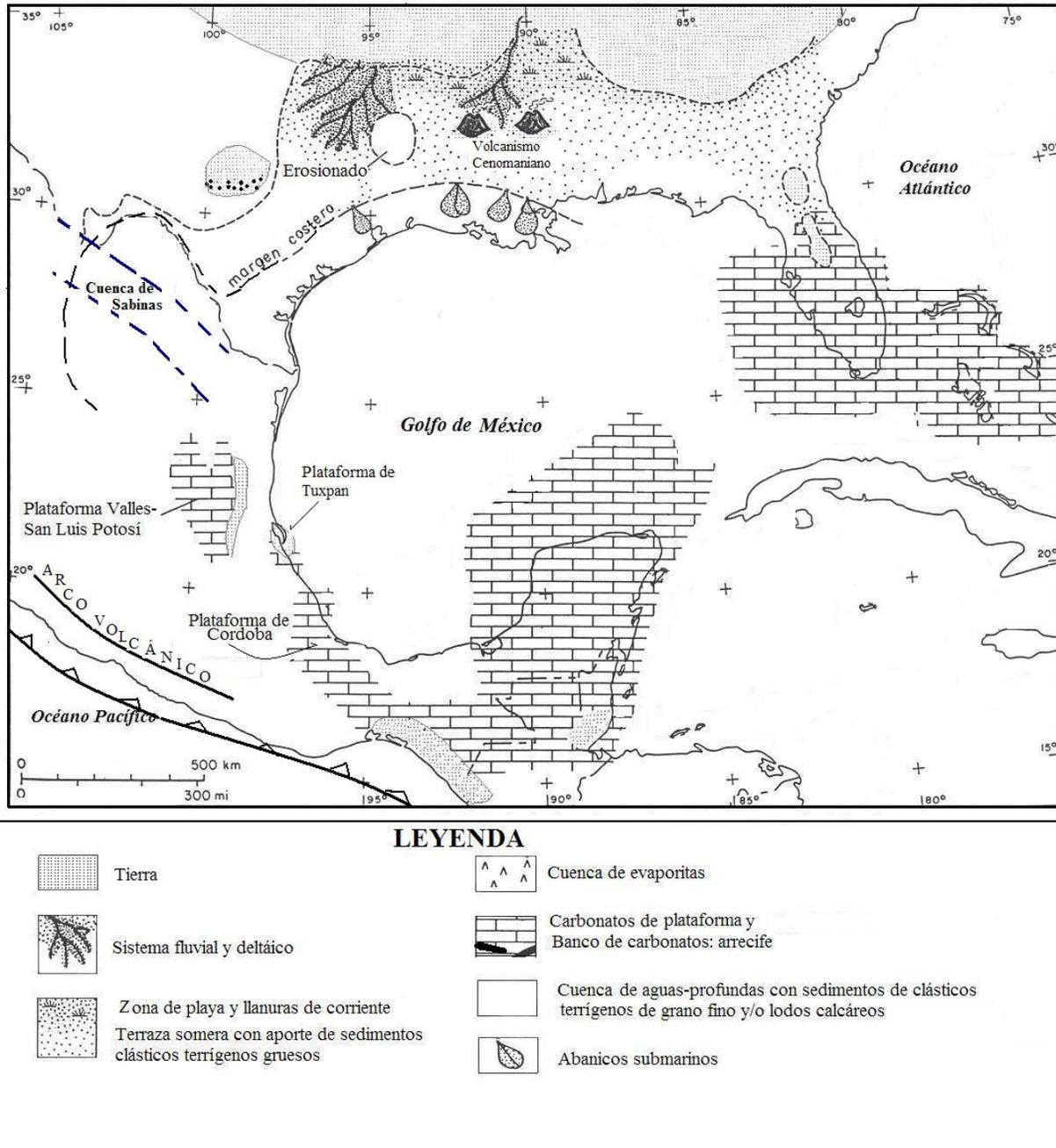
### 3.4 Cretácico Temprano (135-96 Ma)

Este periodo se caracteriza por su marcada estabilidad tectónica. La subsidencia continúa pero es más activa en la parte central de la cuenca del GdM y en el interior de las cuencas salinas. Winker y Buffler (1988), estimaron que para esta época la parte central de la cuenca alcanzó una profundidad de 4.2 a 4.7 km bajo el nivel del mar.



**Figura 8.** Paleogeografía de la región de la Cuenca del Golfo de México durante el Albiano. Modificado de Salvador (1991).

La actividad tectónica contemporánea a la subsidencia consiste solo en la deformación provocada por halocinesis debida a las evaporitas del Jurásico Medio y un fallamiento lístrico normal (de crecimiento) alrededor de los centros de depósito sedimentario y a lo largo de los márgenes progradacionales.



**Figura 9.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Cenomaniano Tardío-Turoniano. Modificado de Salvador (1991).

Durante el Cretácico Temprano, México quedó casi por completo por debajo del nivel del mar, pues solo las plataformas de Coahuila y Yucatán permanecieron emergidas. Estas plataformas, sin embargo, también fueron cubiertas por aguas someras: la plataforma de Yucatán durante el Aptiano Tardío o Albiano Temprano y la plataforma de Coahuila durante el Albiano Temprano.

El aporte de sedimentos terrígenos clásticos decreció progresivamente y para el Barremiano Tardío este aporte fue mucho más reducido y limitado tan sólo a la periferia de la parte norte de la cuenca.

Dada la escasez de sedimentos terrígenos, las terrazas estables, rampas y plataformas que bordeaban la parte central del GdM permitieron la depositación de carbonatos, en especial durante el Albiano. Sin embargo, en el flanco oeste de la cuenca, en el este de México Central, las plataformas de carbonatos fueron restringidas a desarrollos más locales como las de Valles-San Luis Potosí, Tuxpan y Córdoba. Una gran área de depósitos evaporíticos y de carbonatos se desarrolló inclusive sobre la Plataforma de Yucatán (Fig. 7 y 8).

En la periferia de la región central profunda del GdM, Salvador (1991) reconoció tres distintas provincias tectónicas y estratigráficas que se desarrollaron durante el Cretácico Temprano:

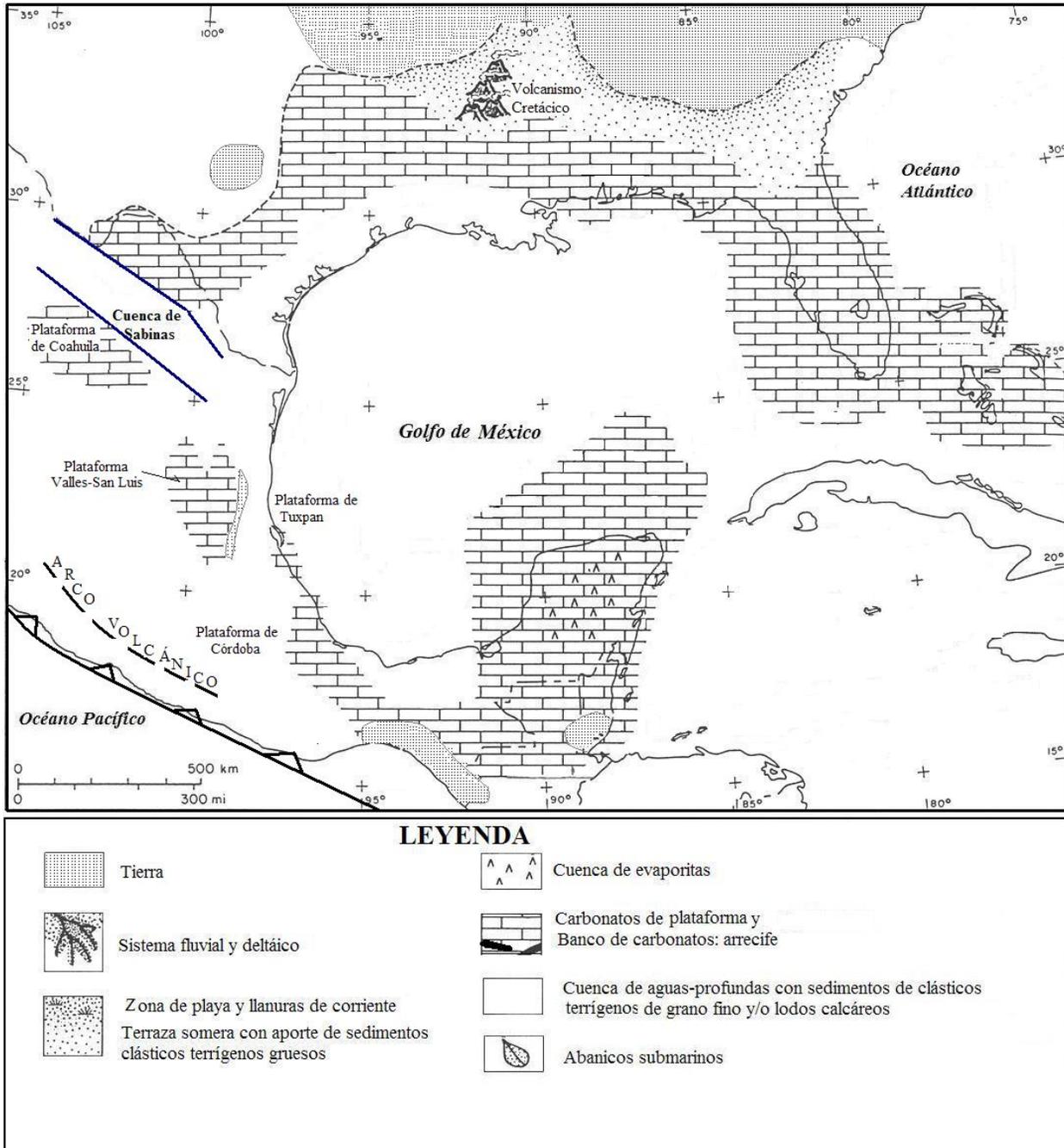
- (1) La provincia norte y noroeste. El inicio del Cretácico Temprano se caracterizó por el fuerte influjo de sedimentos clásticos terrígenos gruesos y por la amplia distribución de extensas plataformas de carbonatos con márgenes de bajo relieve. En la parte final del Cretácico Temprano el influjo de sedimentos clásticos terrígenos fue mucho más reducido, particularmente al noroeste.
- (2) La provincia oeste y suroeste. El suministro de clásticos gruesos fue mínimo y la región fue ocupada por varias plataformas aisladas cubiertas por aguas someras y separadas por cuencas de aguas más profundas y estrechas. Las plataformas tuvieron márgenes de alto relieve en donde se desarrollaron grandes complejos arrecifales. Sobre las plataformas se depositaron carbonatos de aguas someras y evaporitas.
- (3) La provincia este y sureste. En esta provincia se localizan las plataformas estables de Yucatán y Florida, que permanecieron emergidas hasta el Cretácico Temprano. La secuencia sedimentaria de inicios y mediados del Cretácico Temprano (Berriasiano - Barremiano) está compuesta predominantemente por carbonatos de aguas someras y evaporitas.

### **3.5 Cretácico Tardío (96-65 Ma)**

Durante el inicio del Cretácico Tardío se desarrollaron eventos importantes que ocasionaron un rompimiento estratigráfico de amplia extensión, esto es, una discordancia intra-Cenomaniana. Esto representa un profundo cambio en el régimen de depósito sobre la mayoría de la cuenca del GdM (Salvador, 1991).

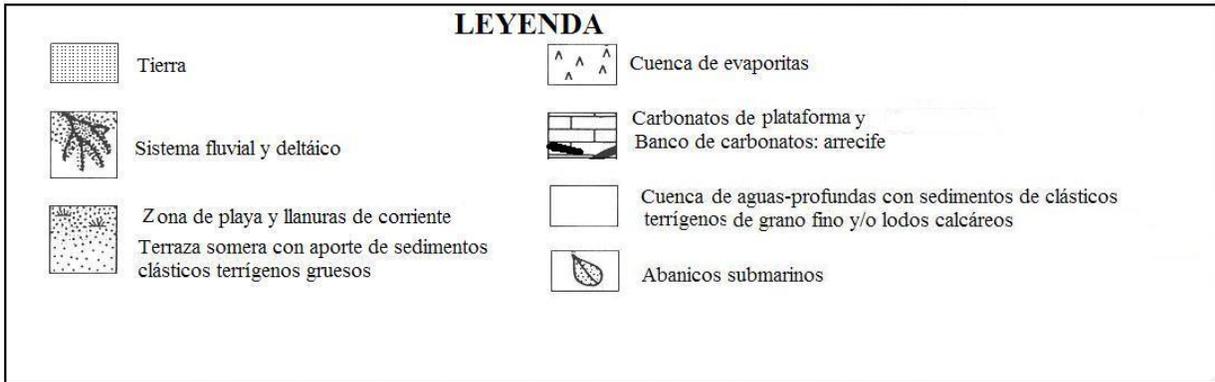
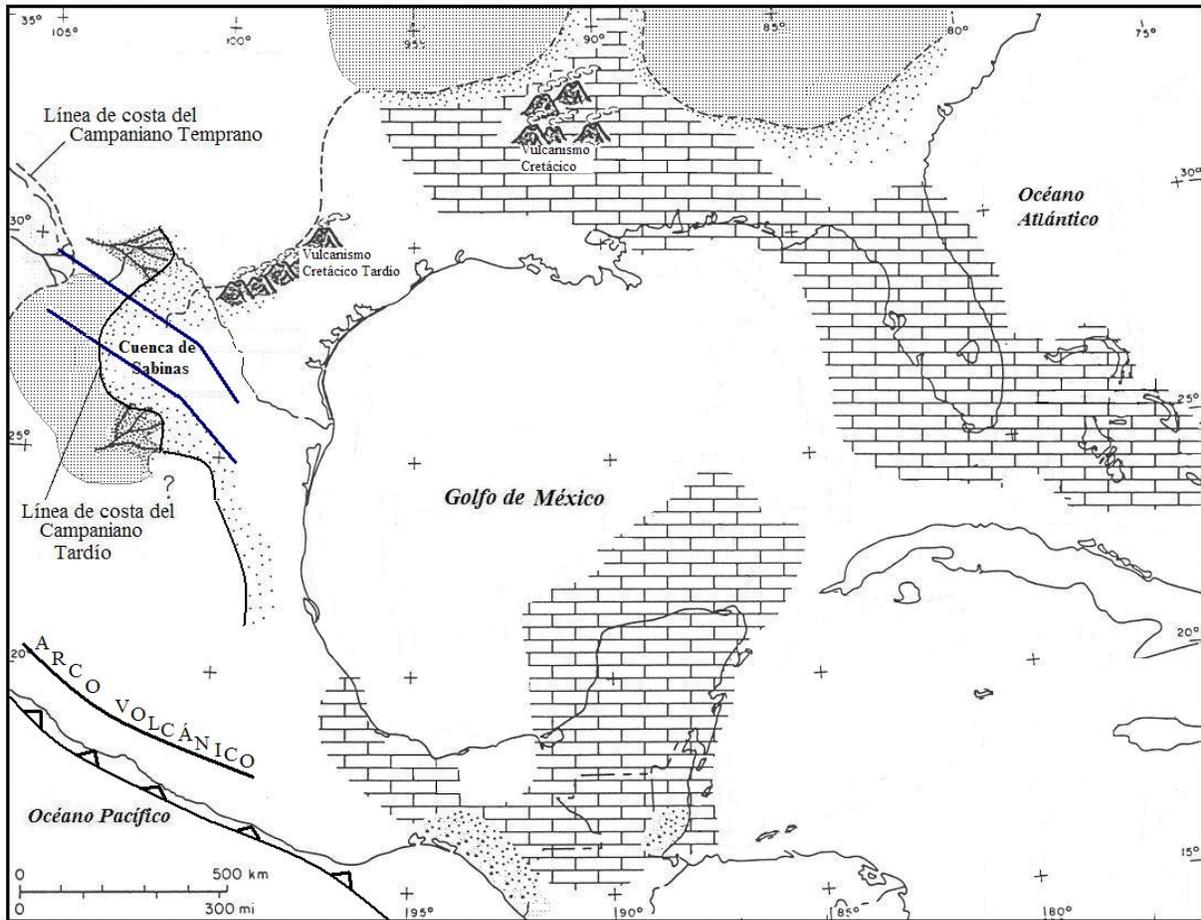
Se puede suponer que una disminución del nivel del mar a mediados del Cenomaniano en la región expuso las terrazas someras y las plataformas de la porción norte de la cuenca. Sin embargo, en las zonas más profundas que permanecieron cubiertas por el mar no se registró esta discordancia y la secuencia de depósito fue continua pero con un suministro de sedimentos en su mayoría terrígenos. Éstos dieron origen a las formaciones Agua Nueva, San Felipe y Méndez en el este y sureste de México, y al Grupo Washita en la zona de Sabinas (Marmisolle-Daguerre et al., 1984; Fig. 17 y 18).

Los depósitos de carbonatos de plataforma continuaron durante el Cretácico Tardío sólo en partes del noreste, este y sureste del país (Salvador, 1991; Eguiluz de Antuñano, 2001), así como en la Plataforma de la Florida (Winker y Buffler, 1988).



**Figura 10.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Coniaciano-Santoniano. Modificado de Salvador (1991).

Los eventos más importantes que afectaron la cuenca del GdM durante el Cretácico Tardío fueron los inicios de la orogenia Larámide, registrados en la secuencia superior del Cretácico Superior a lo largo de los flancos oeste y noroeste de la cuenca en el este central y noreste de México. La orogenia Larámide tuvo una gran influencia no sólo en la configuración estructural sino también en la estratigrafía de la cuenca (Salvador, 1991; Goldhammer, 1999; Eguluz de Antuñano, 2001).



**Figura 11.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Campaniano. Modificado de Salvador (1991).

La subsidencia de la parte central de la cuenca del GdM continuó durante el Cretácico Tardío al igual que la halocinesis local e intermitente de las evaporitas del Jurásico Medio y el fallamiento de crecimiento.

La secuencia del Cenomaniano al Santoniano en la región del oeste del GdM está compuesta por lutitas calcáreas oscuras, calizas arcillosas y calizas micríticas (parte superior de las Formaciones Cuesta del Cura y Tamaulipas Superior y, Agua Nueva, Indidura y San Felipe (Fig. 9 y 10; Salvador, 1991; Goldhammer, 1999).

La secuencia del Cenomaniano a Santoniano de la Sierra de Chiapas está formada por carbonatos masivos de plataforma (parte superior del Grupo Sierra Madre).

El Campaniano y Maastrichtiano en el este y sureste de México están representados por las uniformes y ampliamente distribuidas lutitas y margas de la Formación Méndez (Fig. 17), depositadas en un ambiente de baja energía o de cuenca somera (Fig. 11 y 12; Salvador, 1991).

En el área de la plataforma Valles-San Luis Potosí, la Formación Méndez gradaba hacia el oeste a una secuencia de rocas clásticas terrígenas de grano grueso (Formación Cárdenas), que indica la presencia de una fuente de sedimentos clásticos hacia el oeste (Salvador, 1991; Goldhammer, 1999). En el sureste de México, a su vez, la Formación Méndez gradaba a carbonatos de plataforma en la cuenca de Veracruz y en el área de la plataforma de Córdoba (Formación Atoyac) y hacia el área de terrazas en la Sierra de Chiapas (Formación Angostura). La Formación Angostura, en cambio, gradaba a una secuencia de rocas terrígenas clásticas correspondientes a la Formación Ocozacoautla hacia el macizo de Chiapas (Fig. 11 y 12).

### **3.6 Cenozoico (65 Ma-Presente)**

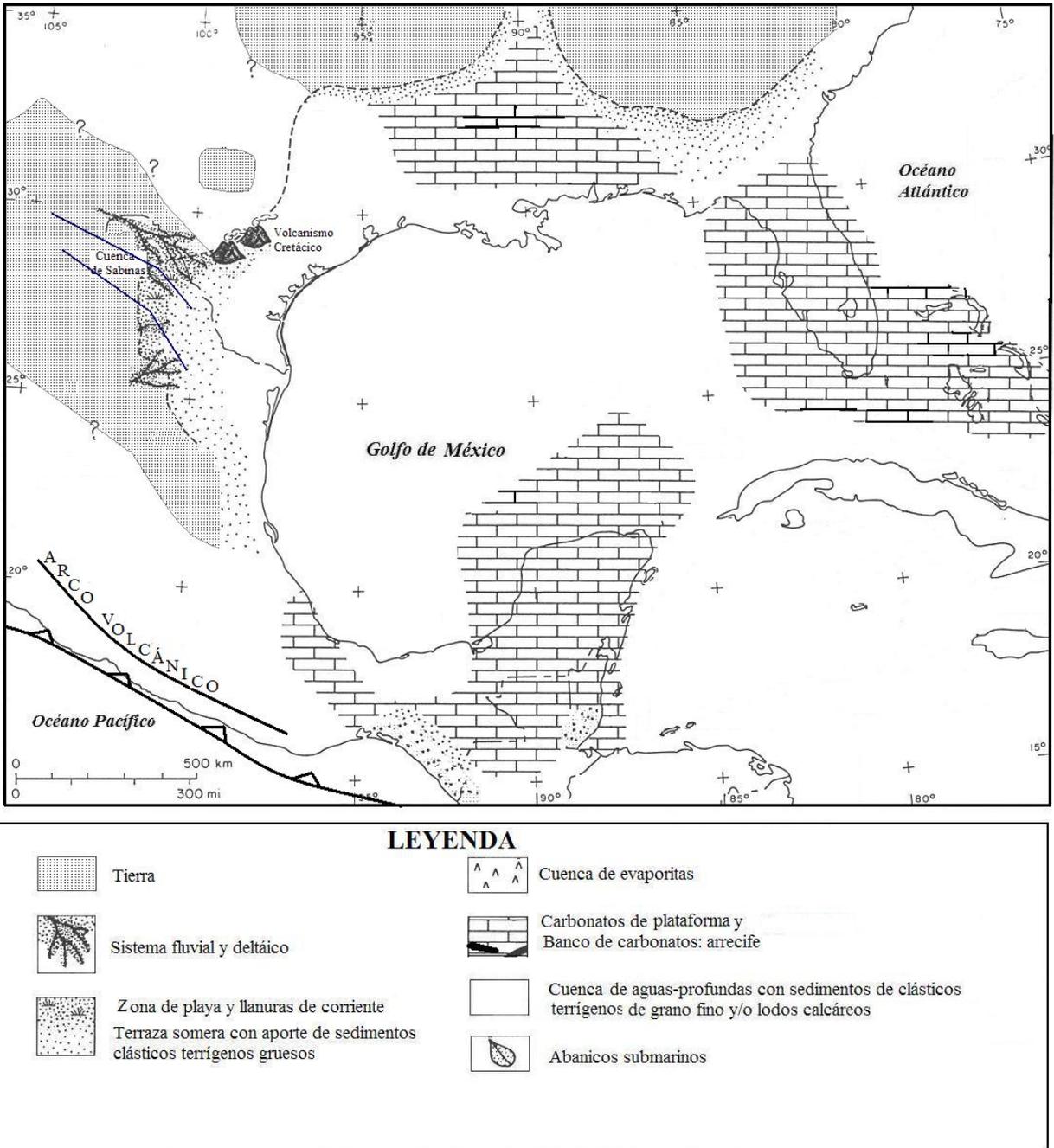
El aporte de sedimentos clásticos terrígenos del norte y noroeste se incrementaron apreciablemente hacia finales del Cretácico Tardío, reflejando los inicios de la orogenia Larámide. Ésta progresó hacia el este y se manifestó mediante levantamientos y deformaciones orogénicas en la región cordillerana de los Estados Unidos. En México está representada por la faja tectónica de Chihuahua (Monreal y Longoria, 1995; Haenggi, 2002) y la faja de compresión que originó la Sierra Madre Oriental (Salvador, 1991; Goldhammer, 1999 y referencias).

La contribución de sedimentos clásticos terrígenos hacia la cuenca del GdM continuó intermitentemente después de haber finalizado la orogenia Larámide durante el Eoceno Medio. Ello que contribuyó a la acumulación de gruesas series sedimentarias, que ejercieron una sobrepresión que intensificó la halocinesis de las evaporitas del Jurásico Medio y de las arcillas plásticas del Cenozoico Inferior. Como resultado, ello aceleró la formación de diapiros de sal y arcilla así como de lenguas o “napas” de sal casi horizontales formadas contemporáneamente al paquete Cenozoico.

A partir del Eoceno Tardío (Hernández-Romano et al., 2006) y a través del Pleistoceno (Salvador, 1991), la alternancia de periodos glaciares e interglaciares ocasionó cambios rápidos en el nivel del mar con sus consecuentes cambios en estilos y patrones estratigráficos.

Los depósitos de carbonatos y evaporitas se restringieron a las plataformas de Florida y Yucatán (Fig. 17). Los depósitos clásticos terrígenos dominaron el resto de la cuenca, gradando de gruesos en la periferia a más finos hacia la parte central, más profunda (Salvador, 1991; Fig. 13).

En el Cretácico Tardío, el levantamiento de la Sierra Madre Oriental (SMO), extendida desde el noreste de México hasta el Istmo de Tehuantepec, estuvo relacionada con el desarrollo de una serie de depresiones o cuencas sedimentarias con orientación burdamente paralelas al frente este de la faja orogénica. De norte a sur, dichas cuencas son: Burgos, Tampico-Misantla y Veracruz. Al este del Istmo se desarrollaron tres cuencas más, denominadas Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana que se conocen como “cuencas del sureste” (Fig. 13). Estas cuencas fueron generadas en distintos tiempos, partiendo de finales del Cretácico hasta el Eoceno. Los registros de los gruesos paquetes de sedimentos Cenozoicos que rellenan estas cuencas, indican que el arribo hacia las cuencas de los primeros sedimentos gruesos ocurrió primero en las cuencas del norte y en edades posteriores hacia las de más al sur (Salvador, 1991). Para las “cuencas del sureste” es difícil establecer una relación entre su desarrollo, la evolución de la orogenia Larámide y el levantamiento de la SMO.



**Figura 12.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Maastrichtiano. Modificado de Salvador (1991).

Grandes volúmenes con amplia distribución de sedimentos clásticos de grano grueso aparecen más temprano en las cuencas del norte que en las cuencas hacia el sur: en la cuenca de Burgos, la secuencia clástica gruesa Cenozoica se presenta primero durante el Paleoceno Superior/Tardío y el Eoceno Inferior/Temprano; en las cuencas Tampico-Misantla y Veracruz se presenta durante el Eoceno Tardío (Salvador, 1991; Hernández-Romano et al., 2006; Fig. 13).

En las cuencas del sureste los depósitos de clásticos terrígenos gruesos iniciaron su depósito durante el Mioceno Temprano. Con anterioridad, durante el Cenozoico Temprano dominaron los depósitos de lutitas marinas a lo largo del este de México.

La diferencia de edades de norte a sur para los depósitos de clásticos terrígenos gruesos puede haber sido gobernada por la distancia de la fuente de tales sedimentos a la cuenca o haber sido el resultado de un avance progresivo de la actividad orogénica hacia el sur (Salvador, 1991)

Las cuencas sedimentarias Cenozoicas difieren entre ellas en sus características estratigráficas y estructurales, de tal manera que pueden ser analizadas por separado.

Las secuencias sedimentarias, aunadas a los efectos de la deformación, hacen de estas cuencas un objetivo económico de gran importancia debido a que han funcionado como excelentes reservorios de gas, petróleo y carbón en todo el GdM, además, en el contexto minero, actualmente se están realizando investigaciones en relación a yacimientos de minerales del tipo Valle del Mississippi, mejor conocidos como “Mississippi Valley Type” o “MVT”.

**Cuenca de Burgos.** La secuencia del Paleoceno Inferior está compuesta principalmente por una unidad de lutitas transgresiva hacia el oeste (Formación Midway), que cubre la sección del Cretácico Superior discordantemente en áreas exhumadas. Presenta complejos fluviodeltaicos a lo largo del margen oeste de la cuenca. La secuencia de lutitas Midway está sobreyacida por el sistema de ramales-llanuras-barreras y barras de la Formación Wilcox del Paleoceno Tardío-Eoceno Temprano. Ésta, a su vez, es sobreyacida por una sucesión de cuñas clásticas progradantes del Eoceno (Fig. 17). Las secciones clásticas deltaicas gradan hacia la cuenca a secciones marinas más arcillosas (Padilla, 1986; Salvador, 1991).

Durante el Eoceno prevalecieron los mismos patrones de depósito, con pequeñas modificaciones durante el Oligoceno y Mioceno. La secuencia del Plioceno hasta el presente representa una corta transgresión seguida de un episodio de depósito regresivo que continúa hasta el presente. El paquete sedimentario del Cenozoico en la cuenca de Burgos alcanza 10,000 m de espesor (Marmisolle-Daguerré et al., 1984; Salvador, 1991).

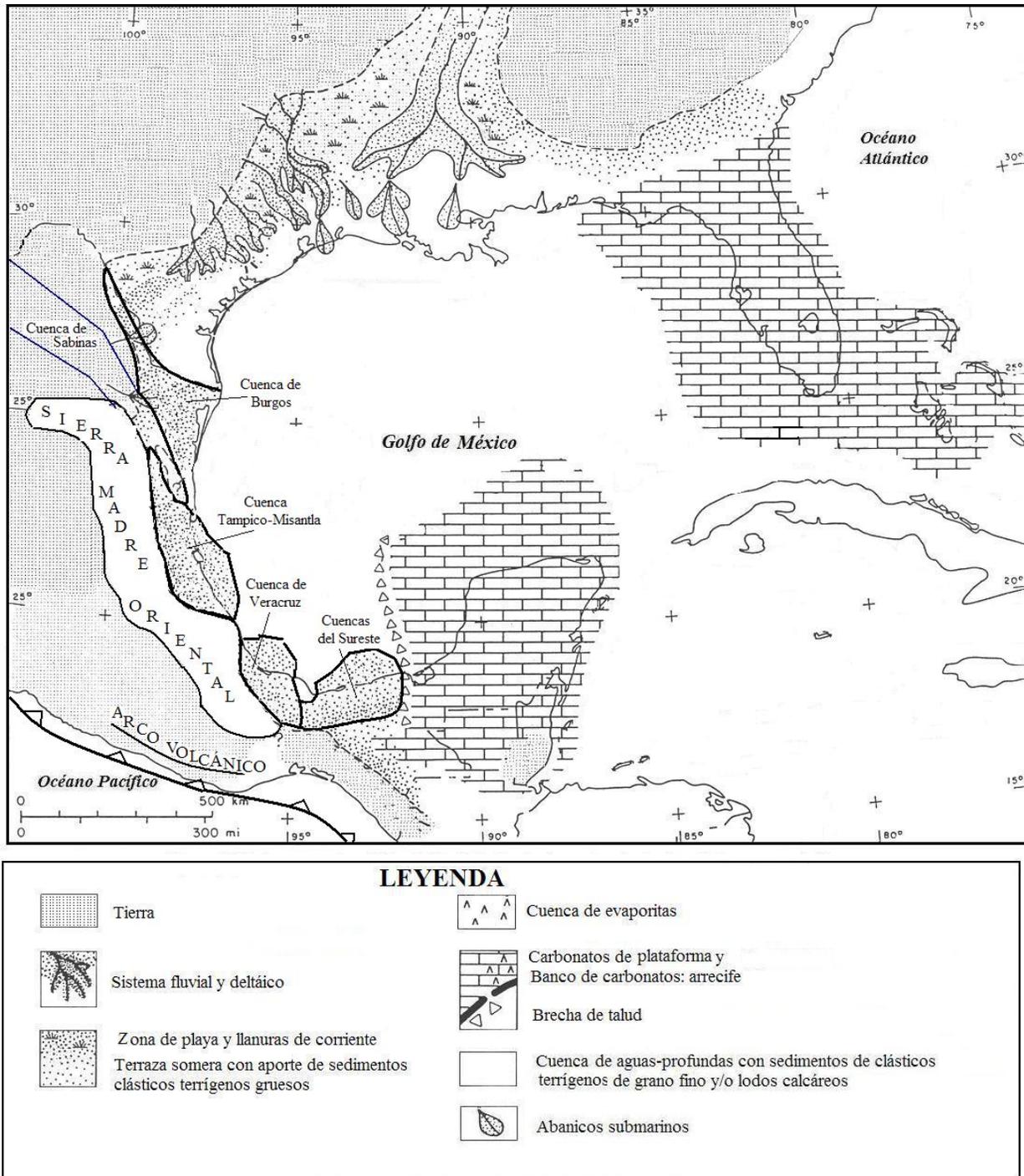
**Cuencas de Tampico-Misantla y Veracruz.** Se cree que la SMO ha sido el área fuente del total de sedimentos depositados en las cuencas durante el Cenozoico. El espesor máximo del paquete Cenozoico en la cuenca de Tampico-Misantla es de 6,000 m (Salvador, 1991) y en la de Veracruz es de 8,000 a 9,000 m. (Marmisolle-Daguerré et al. 1984; Salvador, 1991).

El flanco oeste de ambas cuencas se caracteriza por una compleja faja compresional de pliegues y cabalgaduras formado por el frente este de la SMO.

La sección del Paleoceno para ambas cuencas se compone principalmente de lutitas marinas, que corresponden a la parte inferior y media de la Formación Velasco (Fig. 17; Marmisolle-Daguerré et al. 1984; Salvador, 1991).

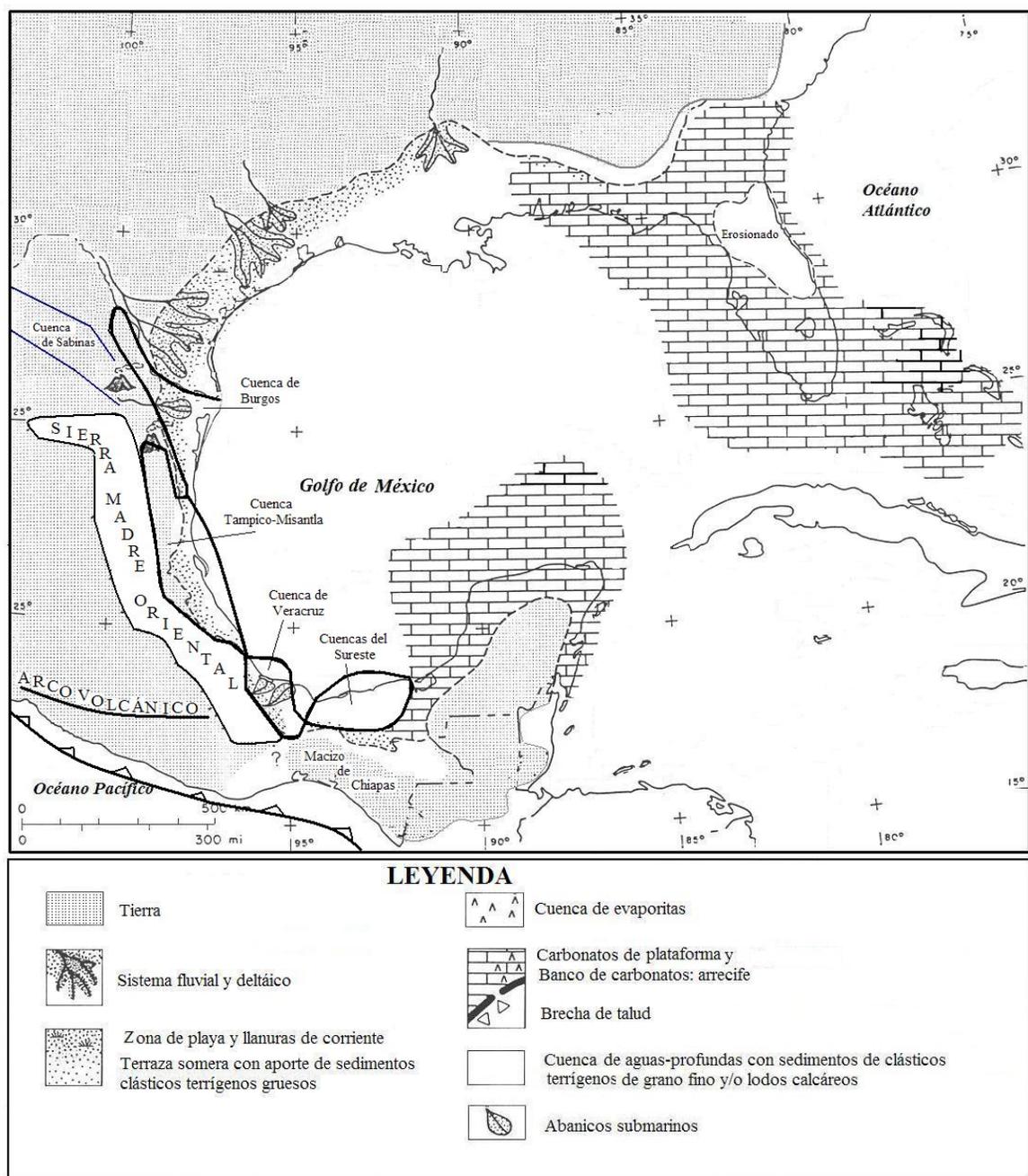
Durante la mayor parte del Eoceno, el depósito de una sección marina compuesta principalmente por lutitas continuó en las áreas de terrazas de las dos cuencas, que constituye la parte superior de la Formación Velasco y las Formaciones Aragón y Guayabal (Salvador, 1991). Numerosos cañones submarinos fueron rellenados por sedimentos clásticos de grano fino, correspondientes a las formaciones Chicontepepec Inferior y Chicontepepec Medio y Superior (Fig. 17; Marmisolle-Daguerré et al. 1984; Salvador 1991; Sánchez-Martínez et al. 2006), en parte de carácter turbidítico derivados del oeste y de la plataforma de Tuxpan que permaneció emergida durante el Paleoceno y el Eoceno (Fig. 13).

Hacia finales del Eoceno inició el suministro fuerte de sedimentos clásticos de grano grueso hacia las cuencas de Tampico-Misantla y Veracruz gradando a finos hacia los depocentros (Formaciones Chapopote y Tantoyuca). Este aporte continuó durante Oligoceno, Mioceno y Plioceno, si bien registrando diversas regresiones y transgresiones, representadas por las formaciones Palma Real Inferior, Palma Real Superior y Tuxpan (Marmisolle-Daguerré et al. 1984; Salvador, 1991; Sánchez-Martínez et al., 2006; Fig. 14, 15, 16 y 17).



**Figura 13.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Paleoceno-Eoceno Temprano. Modificado de Salvador (1991).

Mientras las cuencas Tampico-Misantla y Veracruz estuvieron limitadas al oeste por el frente compresivo este de la SMO, la estructura de las cuencas del sureste estuvo dominada por deformación tensional y transcurrente. Además, las evaporitas del Jurásico Medio que infrayacen las cuencas han jugado un papel decisivo en la configuración estructural y sobre los patrones de depósito en estas cuencas, especialmente en la cuenca de Salina del Istmo (Marmisolle-Daguerrre et al., 1984; Salvador, 1991).



**Figura 14.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Oligoceno. Modificado de Salvador (1991).

El límite sur de las Cuencas del Sureste está constituido por la Sierra de Chiapas, donde las unidades del Jurásico, Cretácico y Terciario Inferior están plegadas y presentan fallamiento lateral. Por su parte, el sur de la Sierra de Chiapas es el denominado Macizo de Chiapas, compuesto por rocas ígneas pre-Mesozoicas y rocas metamórficas (Salvador, 1991). La sección Terciaria de la Sierra de Chiapas representa una transición entre secuencias clásticas terrígenas al sur, derivadas posiblemente de la denudación del Macizo de Chiapas. Dichas secuencias clásticas incluyen turbiditas depositadas como abanicos submarinos,

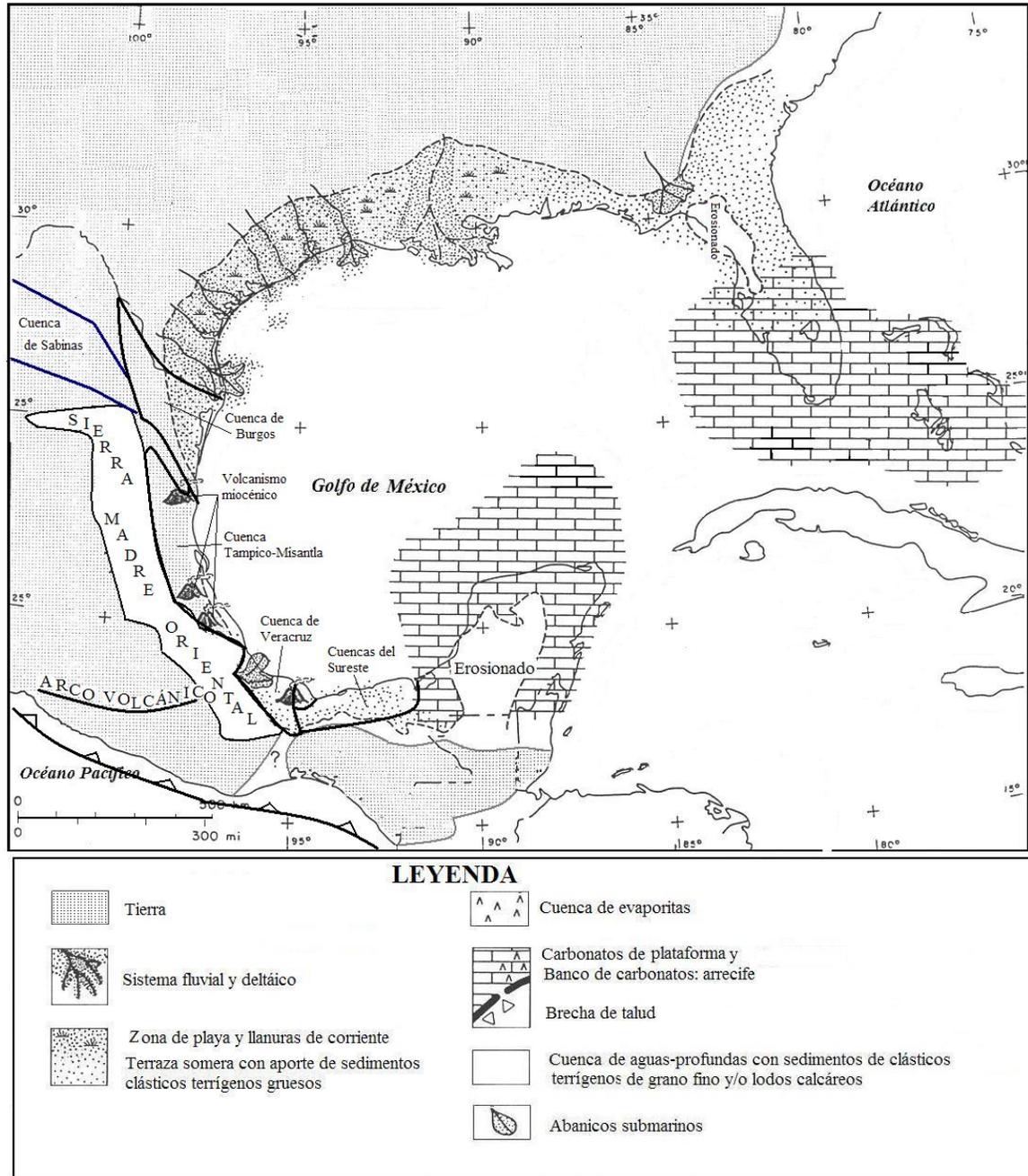
predominantemente series de carbonatos al norte, hacia la Península de Yucatán, donde el Terciario comprende una secuencia compuesta completamente por carbonatos (Marmisolle-Daguere et al., 1984; Salvador, 1991). El Pleistoceno y Holoceno consisten principalmente en rocas piroclásticas y lavas andesíticas producto de la erupción de algunos volcanes en la Sierra de Chiapas (Salvador, 1991).

En las Cuencas del Sureste (Salina del Istmo, Comalcalco y Macuspana) y en sus extensiones dentro de la Bahía de Campeche, el Paleoceno, Eoceno y Oligoceno están representados por una gruesa secuencia de lutitas marinas, denominada Lutita Nanchital y equivalentes (Salvador, 1991; Fig. 13 y 14).

La base de la secuencia del Paleoceno en las áreas cercanas a la plataforma de Yucatán (Bahía de Campeche y Cuenca de Macuspana) es una brecha extensa compuesta por fragmentos de carbonatos Cretácicos derivados de la plataforma. La brecha refleja un periodo de erosión de la plataforma de Yucatán, probablemente durante la disminución del nivel del mar que tuvo lugar a fines del Cretácico (Salvador, 1991), o bien puede tratarse de brechas de impacto generada por el impacto meteorítico de Chicxulub (Grajales-Nishimura et al., 2000; Grajales-Nishimura 2001). Algunas lentes de dicha brecha se encuentran localmente más altos en la sección del Paleoceno-Eoceno. Las arcillas bentoníticas y bentonitas son comunes en la sección Paleógena, particularmente en su parte superior (Marmisolle-Daguere et al., 1984; Salvador 1991).

La primera entrada de sedimentos clásticos terrígenos de grano grueso a las Cuencas del Sureste se produjo durante el Mioceno, esto ha sido interpretado como resultado del levantamiento del Macizo de Chiapas durante el Oligoceno Tardío o el Mioceno Temprano. Las secciones del Mioceno, Plioceno y Pleistoceno de las Cuencas del Sureste están compuestas por una alternancia uniforme y monótona de areniscas, limolitas y lutitas con abundante material tobáceo y bentonítico (Salvador, 1991). La secuencia del Mioceno en la parte norte de la cuenca Macuspana y en la Bahía de Campeche está compuesta predominantemente por lutitas marinas con algunos intervalos de depósitos clásticos de grano grueso, algunos de los cuales han sido interpretados como depósitos de aguas profundas en abanicos submarinos. La sección pleistocena incluye sistemas fluviodeltaicos fluviales que progradan hacia el noroeste y que probablemente fueron depositadas por los ancestros de los ríos Coatzacoalcos, Uzpanapa, Grijalva y Usumacinta. A lo largo de la costa es común la presencia de barreras de islas y sedimentos lagunares Holocenos (Salvador, 1991).

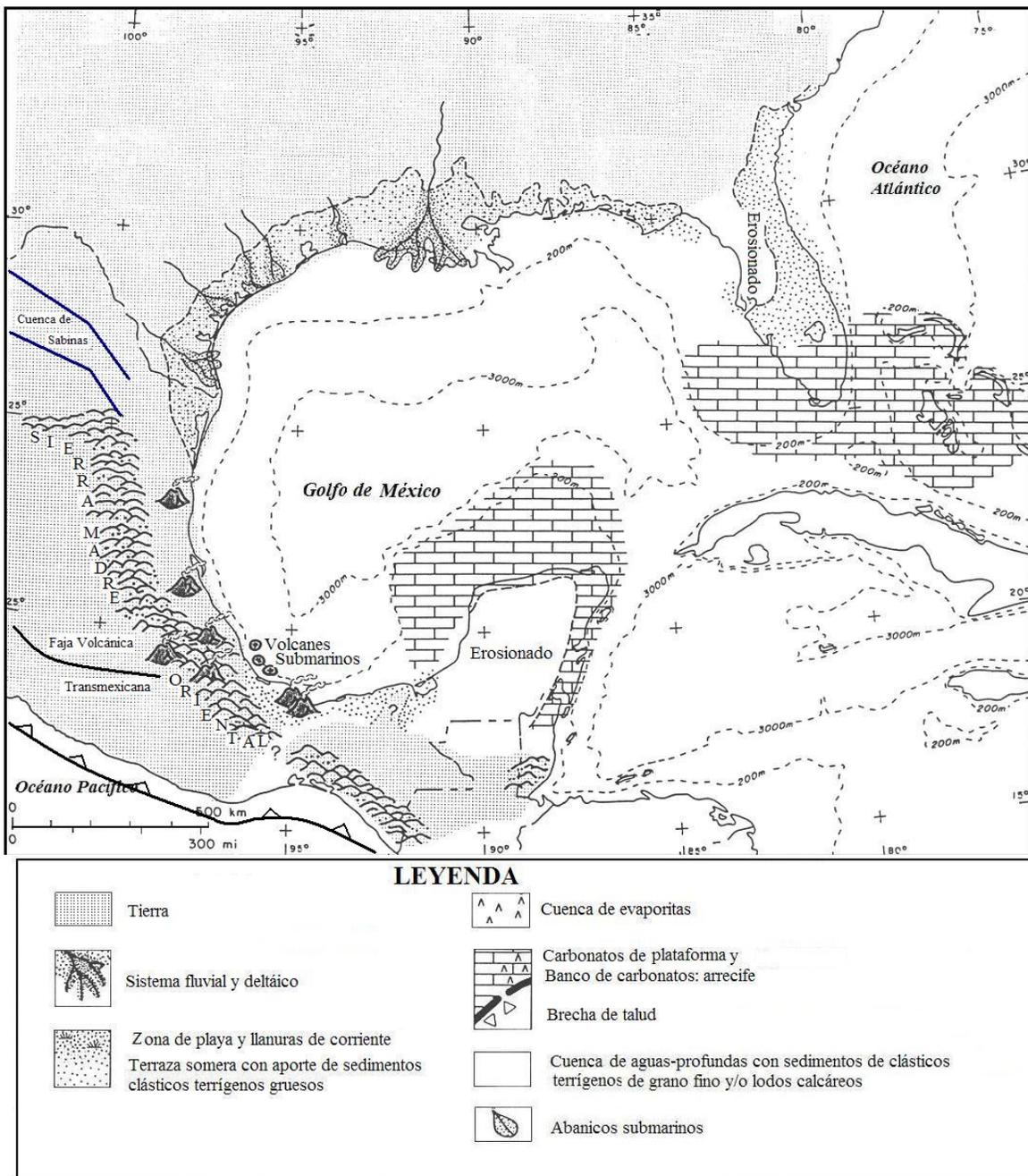
El paquete sedimentario Cenozoico alcanza un espesor de 10,000 m en las cuencas de Comalcalco y Macuspana, y es un poco menos espeso en la Cuenca de Salina del Istmo. (Salvador, 1991).



**Figura 15.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Mioceno. Modificado de Salvador (1991).

La secuencia Cenozoica de la plataforma de Yucatán (Fig. 17) está compuesta principalmente por carbonatos de plataforma, generalmente de color claro y masivos, con menores cantidades de evaporitas intercaladas en su parte inferior (Paleoceno). Hacia el norte, se incrementan en abundancia en la serie los mudstones calcáreos y las calizas arcillosas, mientras que las rocas clásticas terrígenas son completamente ausentes. La secuencia del Plioceno Superior y Pleistoceno está caracterizada por packstones bioclásticos. El espesor del Cenozoico de esta plataforma va desde los 100 m en su parte

sur (norte de Guatemala y Belice), a 1,000 m en su parte norte y cerca de 2,000 m a lo largo del margen oeste, bajo las aguas del GdM (Salvador, 1991).



**Figura 16.** Paleogeografía del Golfo de México durante el Plioceno. Modificado de Salvador (1991).

La sedimentación de carbonatos persistió sobre la plataforma de Yucatán y fue interrumpida sólo por el impacto de un gran meteorito sobre la parte norte de la plataforma en los inicios del Cenozoico (65 Ma). El cráter de impacto de Chicxulub tiene un diámetro externo entre 180 a 200 km y fue formado probablemente por el impacto de un asteroide de más de 10 km de diámetro (Stoffler, 2000). Las brechas distales del impacto se encuentran

hasta una distancia de 1000 km en el sureste de México, Belice y Guatemala (Fourcade et al., 1999). Estudios geofísicos recientes (Stoffler, 2000) indican claramente que el impacto causó deformaciones a la corteza al alcanzar una distancia lateral radial de 120 km y verticalmente al límite corteza-manto a una profundidad de cerca de 30 km. La presencia de cuarzo impactado y esférulas de vidrio en yacimientos petrolíferos en brechas de carbonatos de varios campos de la Sonda de Campeche (p.e., Cantarell) sugieren que las brechas fueron formadas como un resultado de depósitos “caídos” provenientes de la plataforma de Yucatán disparados por el impacto de Chicxulub (Grajales-Nishimura et al., 2000; Grajales-Nishimura, 2001).

#### **4. EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DEL NORESTE DE MÉXICO**

La configuración estructural y estratigráfica de esta región (Fig. 19), inicia con el evento Orogénico Ouachita-Marathon en el Permo-triásico (Goldhammer, 1999) y a partir de aquí, la evolución paleogeográfica desde el Mesozoico hasta el Cenozoico del noreste de México se relaciona estrechamente con el origen y evolución del GdM (Salvador y Green, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; Winker y Buffler, 1988; Wilson, 1990), cuyo inicio se remonta al rompimiento de Pangea durante el Triásico Tardío-Jurásico Medio que provocó la separación de las placas Norteamericana, Sudamericana y Africana (Padilla y Sánchez, 1986) y como consecuencia la apertura del Golfo de México y su evolución estratigráfica durante el Jurásico Superior- Cretácico y su culminación con el evento de la Orogenia Larámide durante el Cretácico Tardío al Terciario Temprano (Goldhammer, 1999).

El rompimiento y separación de este supercontinente permitió la formación de grabens y pilares que contribuyeron a la distribución de altos y bajos estructurales que a su vez controlaron los patrones sedimentarios (Padilla y Sánchez, 1982) y posteriormente determinaron los estilos estructurales laramídicos de esta zona (Wilson, 1990).

Los principales elementos tectónicos creados en esta área durante la etapa del rifting comprenden altos de basamento entre los que destacan el Bloque Coahuila, Península de Burro-Peyotes, el Arco de Tamaulipas y las Islas de La Mula y Monclova, así como bloques bajos de basamento que forman la Cuenca de Sabinas (Fig. 2).

La composición litológica de los bloques es diferente de una región a otra debido a que estos bloques fueron transportados de otros terrenos por movimientos de fallas regionales con desplazamiento lateral (Anderson y Schmidt, 1983; Wilson et al., 1984; Pindell, 1985). El Bloque Coahuila (Fig. 2), es un alto de basamento que está intrusionado por rocas graníticas a granodioríticas de edad Permo-triásicas (Wilson et al., 1984). Hacia el oeste, en el área del Valle Acatita-Las Delicias, el bloque presenta una sucesión volcanoclástica y flysch del Pensilvánico Medio al Pérmico (McKee et al., 1988; Wilson, 1990). Este bloque está delimitado al norte por una falla lateral izquierda conocida como Falla San Marcos, pretendidamente activa durante la etapa de rifting del Triásico Tardío al Jurásico Tardío. El Bloque de Coahuila está delimitado al sur por el lineamiento lateral izquierdo Torreón-Monterrey (Anderson y Schmidt, 1983), localizado a lo largo de la Cuenca de Parras. Actualmente, el área ocupada por este bloque se caracteriza por la presencia de carbonatos de plataforma del Cretácico débilmente deformados por la Orogenia Larámide (Imlay, 1936; Charleston, 1981; Johnson, 1989; C. A. Johnson, et al., 1991).

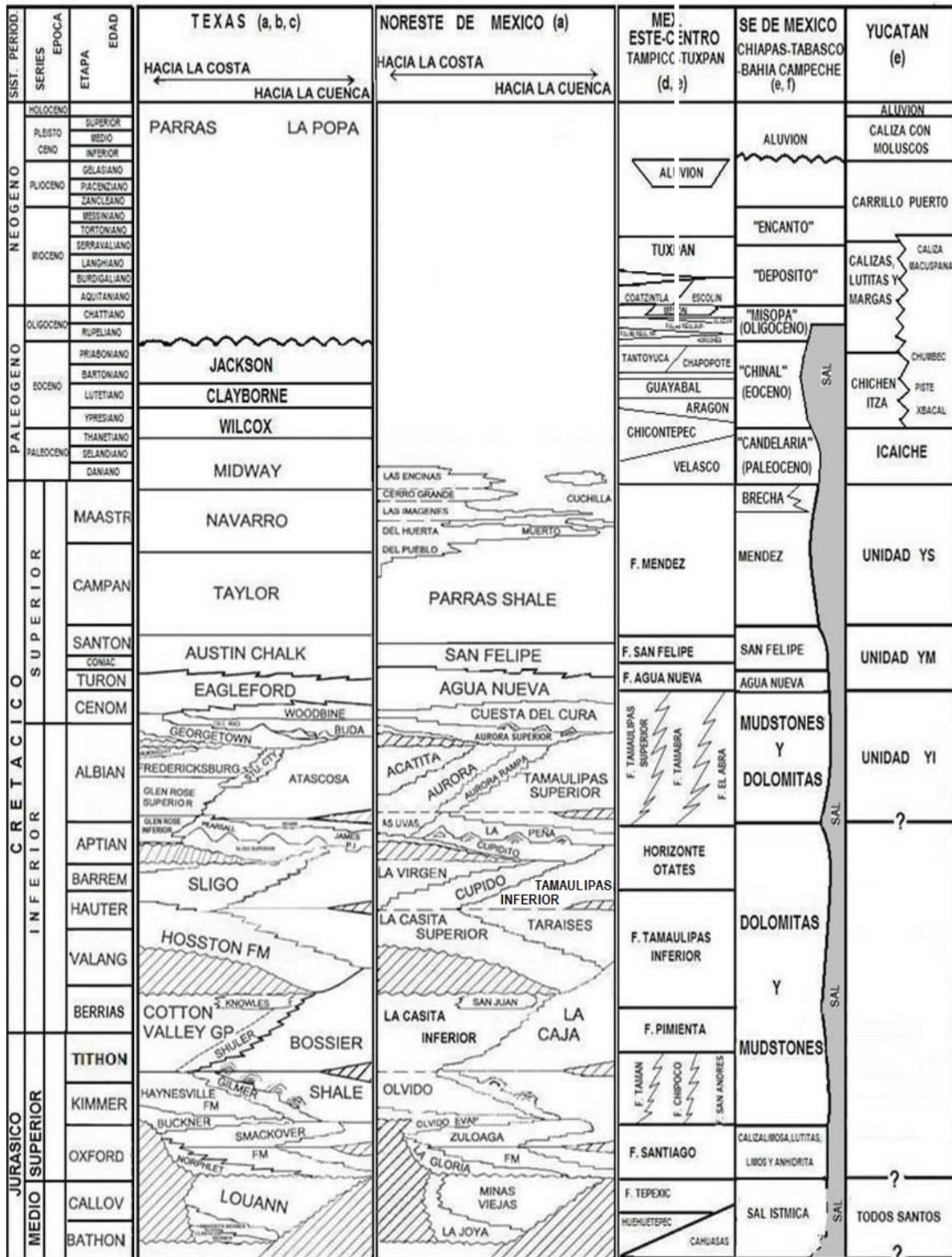


Fig. 17. Secuencias estratigráficas generalizadas para el Golfo de México: (a) Modificado de Goldhammer (1999); (b) Humphrey (1956); (c) Aguayo (1978); (d) modificado de Mora et al., (2002) después de Sánchez-Martínez (2006); (e) modificado de Marmisolle-Daguerré et al., (1984); (f) modificado de Salvador, (1991).

El arco de Tamaulipas (Fig. 19), al este de la Cuenca de Sabinas, presenta una orientación NW-SE. El basamento de este arco está constituido por intrusiones permo-triásicas consideradas como los remanentes de un arco de islas Paleozoico (Goldhammer, 1999). Su límite al lado oriental es una falla regional lateral-derecha, denominada Falla Tamaulipas-Chiapas (Pindell, 1985, Wilson, 1990).

La Península del Burro-Peyotes (Fig. 2), es otro alto de basamento ubicado al norte de la Cuenca de Sabinas, este bloque alto guarda una aparente continuidad ligeramente desplazada con la tendencia del Arco de Tamaulipas (Wilson, 1990). Litológicamente está formado por rocas metasedimentarias deformadas del Paleozoico Tardío, y está delimitado en su parte sureste por la Falla La Babia, la cual es una estructura lateral izquierda activa durante la etapa de rifting continental del Triásico Tardío al Jurásico Medio (Charleston, 1981).

La Cuenca de Sabinas (Fig. 2), es una depresión delimitada por los bloques altos de Coahuila al Sur, Burro-Peyotes al norte y el Arco de Tamaulipas al este. Dentro de la cuenca se conocen dos áreas con intrusiones graníticas de edad permo-triásica, éstas corresponden a los altos de basamento de La Mula y Monclova (Jones, et al., 1984; Wilson, 1990).

El estilo de deformación que caracteriza actualmente a la Península de El Burro-Peyotes, el Arco de Tamaulipas y a la Cuenca de Sabinas incluyendo las Islas de La Mula y Monclova, se engloban en su conjunto dentro del área que se conoce como “Cinturón Plegada de Coahuila” de edad laramídica (Goldhammer, 1999 y referencias) y consiste en numerosos anticlinales aislados, fuertemente apretados y alargados, orientados al NW y separados por amplios valles sinclinales. La presencia de anticlinales ramificados, núcleos de evaporitas y dobles buzamientos, son rasgos frecuentes y característicos de este estilo de deformación (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999).

Las Cuencas de Parras y La Popa se desarrollaron durante el Cretácico Tardío (Campaniano-Maastrichtiano). La primera se delimita al norte y noreste por el Bloque Coahuila y la falla de San Marcos, al sur y sureste por el frente de la Sierra Madre Oriental. La cuenca de La Popa se delimita al norte, este y oeste por la faja plegada de Coahuila y al sur por la sierra de La Gavia que la separa de la cuenca de Parras. Ambas cuencas presentan cerca de 5000 m de sedimentos siliciclásticos terrígenos marinos someros y deltáicos de edad Campaniano-Maastrichtiano pertenecientes al Grupo La Difunta (Padilla y Sánchez, 1986; Goldhammer, 1999 y referencias). La deformación que se observa en la actualidad es producto de la orogenia Larámide. En la parte sur y este de la cuenca de Parras, en las zonas próximas al frente de la SMO las estructuras son muy alargadas, volcadas hacia el norte, pliegues apretados y cabalgaduras menores con ejes paralelos al frente de la sierra, hacia el norte de estas áreas de la cuenca, la intensidad de la deformación es menor (Goldhammer, 1999 y referencias). En La Popa, la deformación se caracteriza por amplias elevaciones dómicas, domos generados por diapiros de sal y sinclinales erosionados (Johnson, 1989).

La Sierra Madre Oriental (Fig. 19) se caracteriza por ser el área que presenta el más alto relieve en el Noreste de México. Esta sierra está limitada al este por el Arco de Tamaulipas y al norte por la Cuenca de Parras (Padilla y Sánchez, 1986). La secuencia deformada comprende la secuencia del Triásico Superior-Cretácico hasta la secuencia sedimentaria de margen pasivo (Goldhammer, 1999). Las estructuras de esta región se distinguen por su

gran variedad de pliegues, desde anticlinales alargados con orientación E-W, isoclinales, con flancos verticales y pliegues recumbentes hacia el norte. Estos pliegues pueden formar napas y pueden estar delimitados por cabalgaduras (Padilla y Sánchez, 1986; Johnson, 1989).

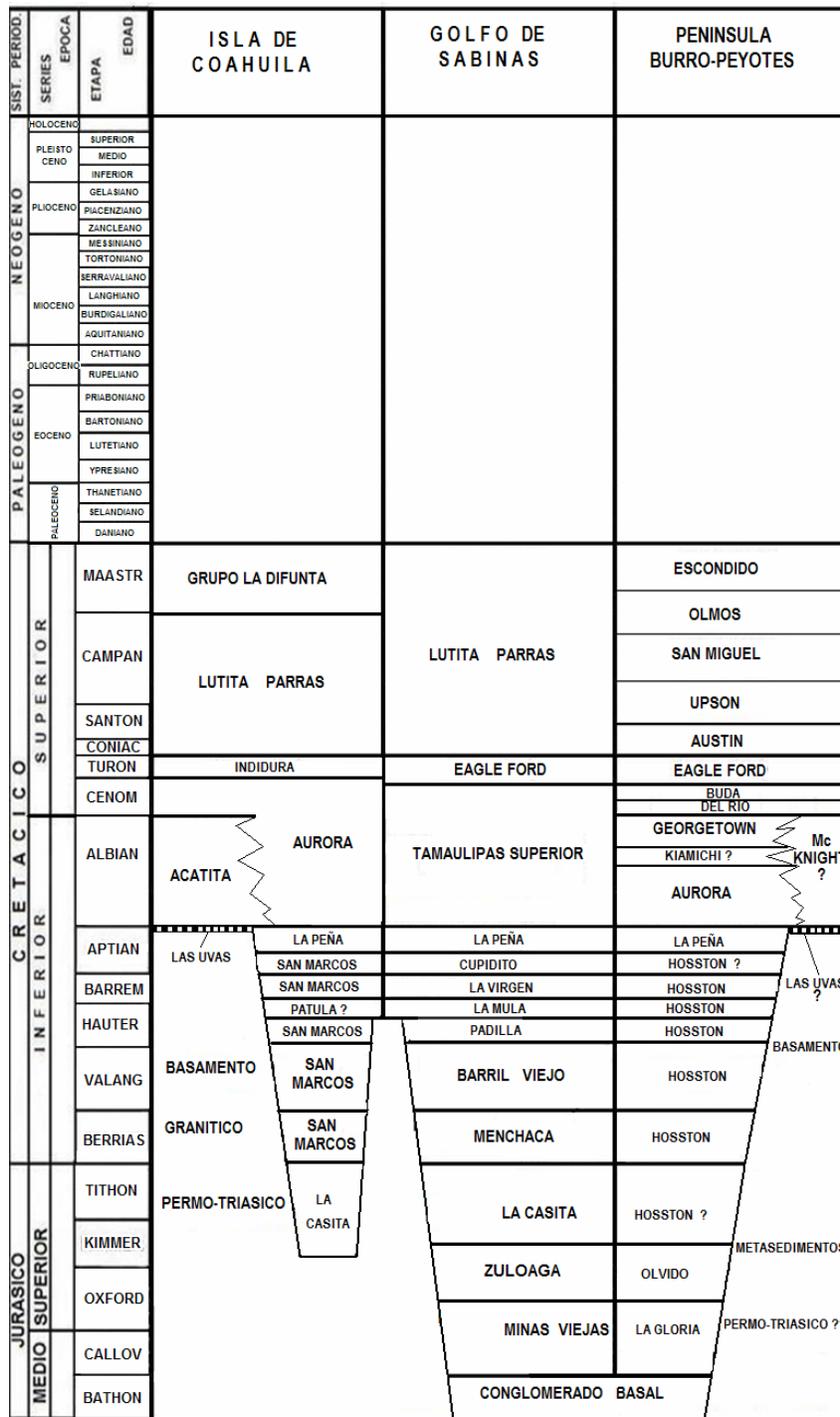
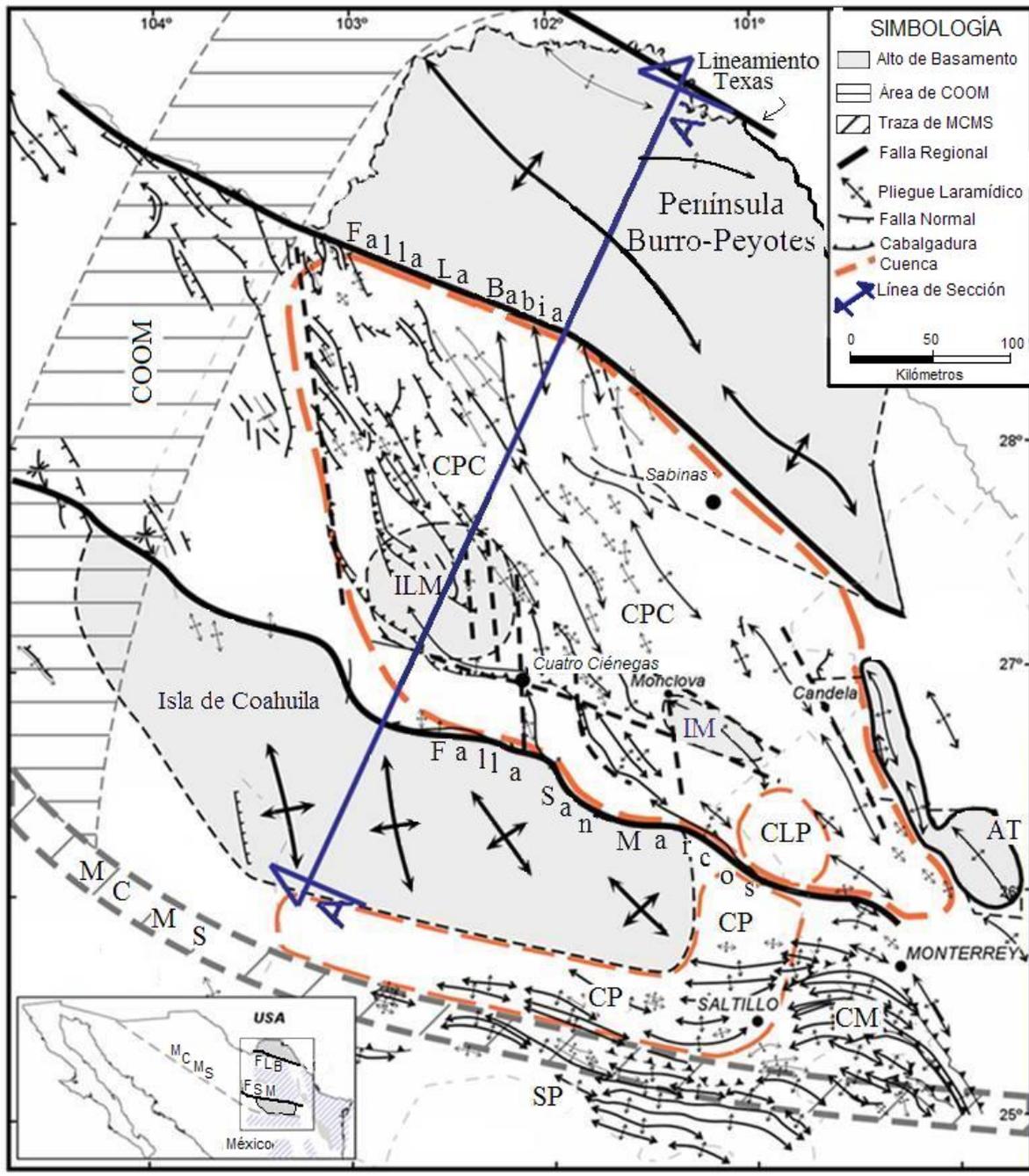


Fig. 18. Columna estratigráfica para la Cuenca de Sabinas en sus secciones de la Isla de Coahuila, Golfo de Sabinas y la Península de El Burro-Peyotes. Basado en Padilla y Sánchez, (1986); Eguiluz de Antuñano (2001); Marmisolle et al., (1984).



**Fig. 19.** Configuración estructural y componentes tectónicos del área de Sabinas. Modificado de Chávez-Cabello, et al., (2005).

Cinturón Plegado de Coahuila (CPC); Isla La Mula (ILM); Cuenca La Popa (CLP); Curvatura de Monterrey (CM); Isla de Monclova (IM); Cinturón Orogénico Ouachita Marathon (COOM); Mega Cizalla Mojave Sonora (MCMS); Cuenca de Parras (CP); Sierra de Parras (SP); Archipiélago de Tamaulipas (AT). Recuadro inferior izquierdo: Falla La Babia (FLB), Falla San Marcos (FSM)

## **Evolución Tectonoedimentaria del noreste de México**

**Durante el Triásico Tardío al Jurásico Medio (Pre-Calloviano)**, los eventos que conformaron los rasgos tectónicos descritos con anterioridad además de grabens y semigrabens, permitieron la acumulación de secuencias clásicas de rift, esto es, secuencias de capas rojas con espesores de 300 a 1000m (Grupo Huizachal) (Goldhammer, 1999), además de magmatismo calcoalcalino en las etapas iniciales e intermedias del desarrollo del rift contemporáneo a la sedimentación de conglomerados continentales; posteriormente, depósito de evaporitas que precipitaron durante la primer transgresión marina y finalmente vulcanismo basáltico durante la etapa final del rift (Padilla y Sánchez, 1986).

**Del Calloviano al Oxfordiano Temprano**, la transgresión alcanzó el área de la Cuenca de Sabinas, donde se depositaron secuencias compuestas por conglomerados, evaporitas intercaladas con rocas terrígenas de grano fino, anhidritas y carbonatos, cuyo espesor en conjunto sobrepasa los 2500 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). En el centro de la cuenca precipitan evaporitas (anhidritas, yeso y sal) principalmente, correspondientes a la Formación Minas Viejas (Eguiluz de Antuñano, 2001 y referencias; Fig. 18 y 20) con un espesor predeformado de 1000 m (Goldhammer, 1999). Hacia el arco de Tamaulipas, la sal tiende a desaparecer y es reemplazada por anhidrita y carbonatos interdigitados hacia la base de la Formación Olvido y carbonatos de alta energía hacia su cima; con un espesor de 500 m en total (Eguiluz de Antuñano, 2001). Mientras que en las áreas adyacentes a los bloques emergidos de basamento, se desarrollan rocas de facies marino-marginales compuestas de areniscas cuarzo feldespáticas y conglomerados de la Formación La Gloria (Padilla y Sánchez 1986 y referencias; Eguiluz, 2001; Fig. 18 y 20). Esta formación presenta típicamente espesores entre 50 y 100 m, aunque en las proximidades de los bloques de basamento sobrepasa los 600 m. Hacia el centro de la cuenca, la Formación La Gloria gradúa a carbonatos de plataforma de la Formación Zuloaga (Oivanki, 1974).

**Para el Oxfordiano Superior** las facies de arenas de playa de la Formación La Gloria continúan depositándose simultáneos a los carbonatos y evaporitas de la Formación Olvido (Padilla, 1986; Goldhammer, 1999; Fig. 18 y 20).

**Durante el Kimmeridgiano Inferior al Tithoniano**, conforme aumenta la subsidencia de la cuenca, las formaciones Gloria y Olvido son cubiertas por lutitas negras de la Formación La Casita (Eguiluz de Antuñano, 2001 y referencias; Fig. 18 y 20) o Grupo La Casita (Humphrey, 1956). En la Cuenca de Sabinas, la Formación La Casita consiste de tres miembros. El miembro inferior está representado por lutitas carbonosas, que cambian a facies de arenas costeras hacia los márgenes de la cuenca. El miembro intermedio está formado por areniscas interestratificadas con carbonatos que gradan a tamaños de grano grueso hacia los bloques de Tamaulipas y Coahuila y cambia de facies o se adelgaza hacia el centro de la cuenca, sus espesores varían entre 300 a 600 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). El miembro superior consiste en lutitas calcáreas negras y silstones con espesores menores a los 50 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). Los espesores de esta formación en su totalidad varían desde 60 hasta 800m y el alcance en edad va desde el Kimmeridgiano hasta la base del Berriasiano.

**Durante el Cretácico Temprano** en la Cuenca de Sabinas se acumularon sedimentos clásticos marinos someros y sedimentos marinos marginales gruesos, areniscas y rocas terrígenas de grano fino pertenecientes a la Formación Barril Viejo (Fig. 18 y 20), que presenta espesores de 250 a 350 m y corresponde al Hauteriviano Inferior (Eguiluz de Antuñano, 2001). Estos depósitos gradan pendiente abajo hacia el sureste de la cuenca a facies de grano fino de mar abierto, primeramente a carbonatos de alta energía de plataforma marina de o la Formación Menchaca del Berriasiano (Imlay, 1940), con espesor de 250 y 300 m. Estos carbonatos cambian a facies de plataforma abierta y de cuenca, esto es, cambian a lutitas y carbonatos interestratificados de la Formación Taraises (Imlay, 1936; Goldhammer, 1999), con una edad asignada del Berriasiano-Hauteriviano Inferior y espesores entre 135 y 500 m (Goldhammer, 1999). La Península de El Burro-Peyotes fue rodeada por sedimentos terrígenos de la Formación Hosston, en facies de llanuras aluviales, compuestos predominantemente por areniscas y capas rojas conglomeráticas correspondientes al Berriasiano hasta el Barremiano Superior (Fig. 18 y 20). En las inmediaciones de las islas de Coahuila y La Mula se depositaron conglomerados de abanico aluvial de la Formación San Marcos (Fig. 18 y 20; Eguiluz de Antuñano, 2001 y referencias), con espesores de 1000 m (Chávez-Cabello et al., 2005), la cual es sincrónica a la Formación Hosston (Eguiluz de Antuñano, 2001).

**Durante el intervalo del Hauteriviano Superior al Barremiano**, la continua subsidencia de la cuenca condujo a la depositación de la Formación Padilla (Fig. 18 y 20) en su facies arrecifal (¿base de la Formación Cupido?). Al NE de la Formación Padilla se depositó un paquete de carbonatos de la misma formación en su facies lagunar, en que predominan las dolomías. Con la proximidad a los bloques de Tamaulipas y Coahuila se incrementa el contenido en lodolitas interestratificadas y lutitas rojas en esta formación y su espesor promedio es de 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001 y referencias). Para este tiempo (Hauteriviano Superior), la Península de El Burro-Peyotes había sido cubierta en gran parte por la Formación Hosston en su facies de llanura aluvial y continua su depósito hasta el Barremiano Inferior (Fig. 18 y 20), al mismo tiempo en que se deposita la Formación La Mula hacia el noroeste de la cuenca. La Formación La Mula consiste en lutitas rojas y verdes que cubren la Isla de La Mula (Imlay, 1940). Esta formación se adelgaza hacia mar abierto al este y sureste de la cuenca (Eguiluz de Antuñano, 2001), y hacia la Isla de Coahuila grada a areniscas de la Formación Patula (Fig. 18 y 20).

**Durante el Barremiano Superior** se desarrolla el arrecife de la Formación Cupido (la evolución de este arrecife se extiende hasta mediados del Aptiano), cuya extensión funciona como barrera que impide el paso libre del agua marina hacia la mayor parte de la Cuenca de Sabinas. Ello permite la formación de una alternancia de carbonatos y evaporitas en un ambiente de sabkha, correspondiente a la Formación La Virgen, con espesores entre 600 y 800 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). La Formación La Virgen, presenta tres unidades dolomíticas separadas por dos unidades de evaporitas, y cambia de facies hacia las Formaciones Hosston y San Marcos hacia el norte y sur, respectivamente.

**El arrecife de Cupido continua la depositación durante el Aptiano Inferior**, mientras que en el lado post-arrecife se precipitaron carbonatos de facies lagunares de alta energía pertenecientes a la Formación Cupido (nombre informal; Wilson, 1977), con un espesor de 250 m y que se adelgaza hacia el NW. Hacia el lado este del arrecife continua el depósito de la Formación Tamaulipas Inferior, en tanto que la Isla de Coahuila es el único rasgo que permanece emergido y es bordeado por una franja angosta de arenas de playa correspondiente a la Formación San Marcos (Eguiluz de Antuñano, 2001).

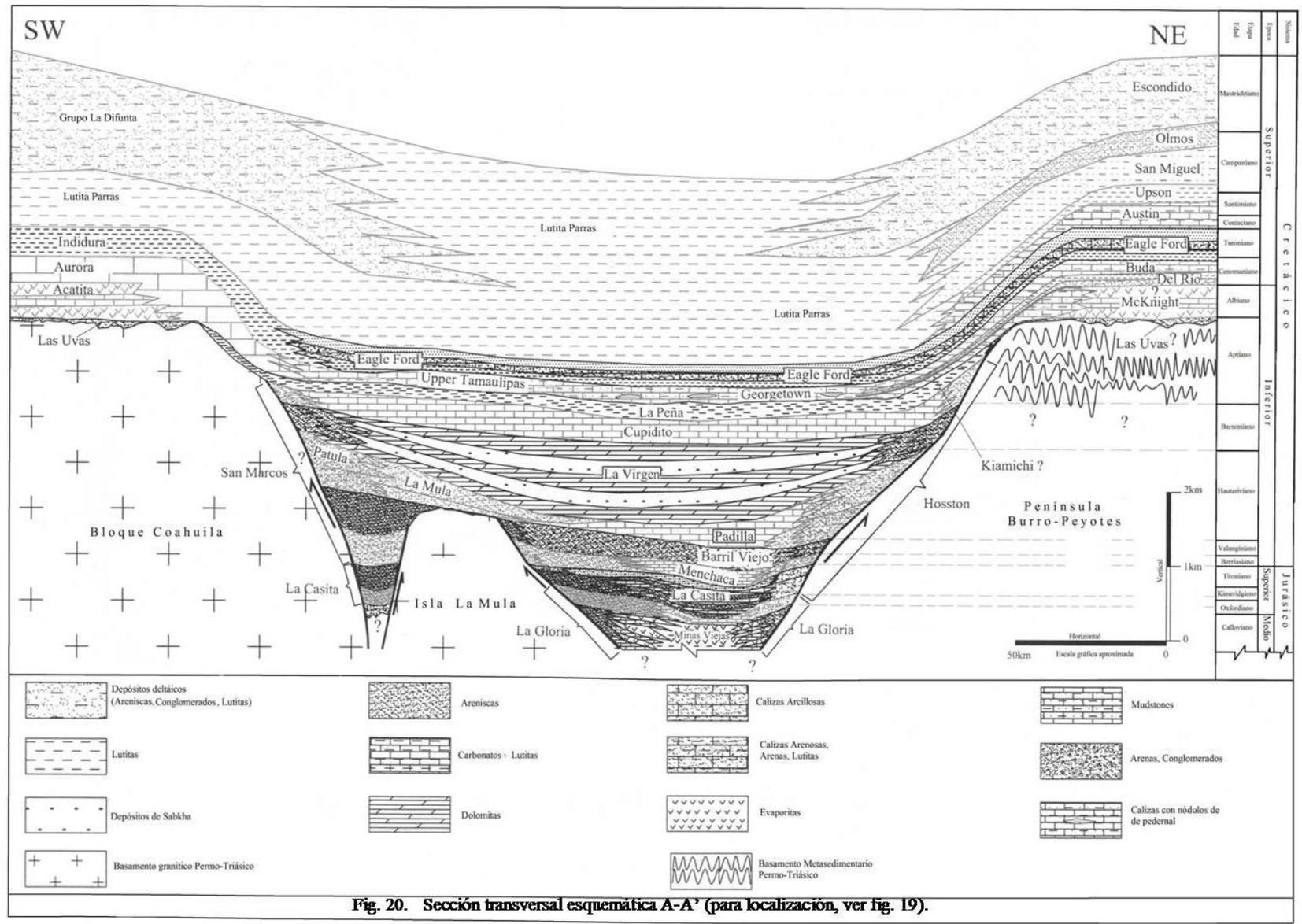


Fig. 20. Sección transversal esquemática A-A' (para localización, ver fig. 19).

**El Aptiano Superior** se caracteriza por un incremento relativo en el nivel del mar, que cubre por completo la Cuenca de Sabinas y está documentado por las lutitas de la Formación La Peña, que se utiliza como control bioestratigráfico, y tiene espesores desde unos pocos metros hasta 200 m, dependiendo de la topografía anterior a su depósito. Su equivalente en facies de cuenca profunda son las lutitas negras y calizas arcillosas con pedernal de la Formación Otates, localizada al sur y este de la Formación La Peña (Tinker, 1982). En las zonas de menor profundidad, en los sumergidos bloques de Coahuila y de El Burro-Peyotes se depositó la Formación Las Uvas (Fig. 18 y 20) que consiste en areniscas ricas en carbonatos con espesores de hasta 15 m, descansando discordantemente sobre rocas del basamento (Lehmann et al., 1999; Eguiluz de Antuñano, 2001).

**Durante el Albiano-Cenomaniano** (Fig. 18 y 20) la subsidencia del área continúa, permitiendo que en la parte este de la cuenca se depositen carbonatos de cuenca y lutitas. La Formación Tamaulipas Superior del Albiano consiste en capas delgadas y gruesas de mudstone a wackestone con pedernal, formadas en un ambiente pelágico y espesores entre 100 y 200 m. Dicha formación es el equivalente de cuenca de la Formación Aurora, desarrollada en el noroeste de la cuenca (Goldhammer, 1999 y referencias). El depósito de La Formación Aurora se produjo en los bordes del Bloque de Coahuila, con carbonatos marinos de plataforma con espesores entre 500 y 700 m (Vinet, 1975). La Formación Aurora, sobre el Bloque de Coahuila, configuró una laguna en la que se depositó una secuencia que inicia con una caliza masiva bioclástica de 60 a 80 m de espesor. Esta formación gradúa hacia techo a una alternancia de evaporitas con dolomitas de aproximadamente 500 m de espesor, asignada a la Formación Acatita del Albiano Inferior-Medio. Por lo tanto, la Formación Acatita descansa sobre la Formación Las Uvas (Lehmann et al., 1999). La Formación Acatita está cubierta por el miembro superior de la Formación Aurora (Goldhammer, 1999), cuyo espesor es de 190 a 260 m con un alcance en tiempo hasta el Cenomaniano. Este miembro es equivalente a la Formación Georgetown del Albiano Superior a inicios del Cenomaniano, formada por caliza micrítica con nódulos de pedernal y espesores de 80 a 150 m (Eguiluz de Antuñano, 2001). Padilla y Sánchez (1986) menciona que es probable que en el Bloque de El Burro-Peyotes hayan existido condiciones (climáticas y de elevación) semejantes a las del Bloque de Coahuila y que la Formación McKnight (Fig. 18 y 20) sea la equivalente a La Formación Acatita (Eguiluz de Antuñano, 2001). Asimismo, la Formación Aurora es correlacionable con la Formación Cuesta del Cura, formada por carbonatos pelágicos de aguas profundas y lutitas, que predomina hacia el sureste de la Cuenca de Sabinas y que cubre en parte a la Formación Aurora (Padilla, 1986).

Hacia la parte norte central de la Cuenca de Sabinas, para el Albiano Tardío-Cenomaniano, se depositan las Formaciones Kiamichi?, Del Río y Buda. La Formación Del Río corresponde al Cenomaniano Inferior al Medio y está constituida por lutitas y areniscas de grano fino, con espesores desde 40 m al norte y noreste y hasta 5 m hacia el sureste. La Formación Buda consiste en mudstone calcáreo de cuenca, con espesores de 10 a 50 m y edades del Cenomaniano Superior, y descansa concordantemente sobre la Formación Del Río (Eguiluz de Antuñano, 2001 y referencias).

La Formación Kiamichi (o Sombrerito, según Eguiluz de Antuñano, 2001), compuesta por una intercalación de lutitas y calizas, se representa con interrogación en esta sección debido a que existen serias dudas a cerca de su ubicación estratigráfica, ya que algunos autores consideran que sobreyace a la Formación Tamaulipas Superior e infrayace a la Formación Georgetown (Lehmann et al., 1999; Winker y Buffler, 1988), mientras que,

otros autores consideran a la Formación Georgetown como sincrónica a la Formación Tamaulipas Superior y Aurora (Humphrey, 1956; Aguayo, 1978; Ramírez, 1966; Eguiluz, 2001)

**A fines del Cenomaniano y durante el Turoniano**, se depositó una intercalación de lutitas negras de estratificación delgada con calizas arenosas y areniscas cementadas por carbonatos, pertenecientes a la Formación Eagle Ford (Fig. 18 y 20). Esta presenta un espesor de 300 m y un ambiente de depósito nerítico medio (Eguiluz de Antuñano, 2001). Hacia la parte sureste y sur de la cuenca, esta formación cambia a facies de plataforma de las formaciones San Felipe e Indidura respectivamente (Eguiluz de Antuñano, 2001).

**Durante el intervalo Coniaciano a Santoniano Medio**, la Formación Austin, con espesor entre 200 a 300 m, se deposita sobre la Formación Eagle Ford (Fig. 18 y 20). La Formación Austin difiere de la Eagle Ford en el contenido de carbonatos, ya que en la primera aumenta éste a expensas del contenido de lutitas. Además, la Formación Austin presenta intercalaciones de capas delgadas de toba (Eguiluz de Antuñano, 2001). De acuerdo a Goldhammer (1999 y referencias), la Formación Indidura, con sus dos miembros (formaciones Agua Nueva y San Felipe), se formó entre el Cenomaniano Superior al Santoniano, y dichos miembros son correlacionables con las formaciones Eagle Ford y Austin en la parte norte de la Cuenca de Sabinas.

A partir del Santoniano Medio se aprecian ya los efectos de la Orogenia Larámide, al formarse las cuencas interiores (área Sabinas-Olmos, y las cuencas de Parras y de La Popa) y el depósito de formaciones típicas de ambientes de planicie aluvial continental, así como complejos deltaicos.

**La Formación Upson, depositada durante el Santoniano Tardío-Campaniano Medio** (Fig. 18 y 20; Padilla y Sánchez, 1986), contiene lutitas laminadas negras con espesores entre 100 y 150 m, es correlacionable con la lutita Parras al sur, y su ambiente de depósito es de prodelta (Eguiluz de Antuñano, 2001).

**La Formación San Miguel, del Campaniano Medio-Maastrichtiano Inferior** (Fig. 18 y 20; Padilla, 1986), o del Santoniano Tardío al Campaniano Temprano según Eguiluz de Antuñano (2001), está caracterizada por presentar una alternancia de sedimentos progradacionales arenosos y arcillosos, aumento del tamaño de granos hacia techo. Su ambiente de depósito es de facies de frente de delta, con espesores de hasta 400 m (Eguiluz de Antuñano, 2001).

**La Formación Olmos tiene una edad asignada al Maastrichtiano Medio** (Fig. 18 y 20; Padilla y Sánchez, 1986) o al Campaniano Tardío Según Eguiluz de Antuñano (2001), consiste en areniscas de grano medio a grueso, se distribuye en el noreste y centro de la Cuenca de Sabinas, y contiene importantes yacimientos de carbón. Esta formación es correlacionable con el Grupo La Difunta de la Cuenca de La Popa, cuya edad sobrepasa al Maastrichtiano (Padilla y Sánchez, 1986).

**En el Maastrichtiano Superior** (Padilla y Sánchez, 1986), la Formación Escondido (Fig. 18 y 20) presenta un espesor de 800 m de areniscas conglomeráticas y carbón en su base. Se correlaciona con el Grupo La Difunta de la Cuenca de La Popa (Eguiluz de Antuñano, 2001).

## 5. Conclusiones

La apertura del Golfo de México está relacionada a la evolución de una zona de rifting ocasionado por la disgregación de Pangea durante el Terciario Tardío-Jurásico Temprano.

Durante los inicios de la oceanización, grandes y espesos depósitos de evaporitas fueron acumulados en las zonas más avanzadas del rifting.

El emplazamiento de corteza oceánica en el Proto-Golfo durante el Calloviano-Oxfordiano, provocó simultáneamente, el desplazamiento de la Península de Yucatán hasta su posición actual y la separación del paquete de evaporitas en las provincias salinas de Louann al norte y Campeche al sur.

Las etapas de subsidencia estuvieron acompañadas de etapas repetitivas de transgresiones y regresiones evidenciadas por las series sedimentarias presentes. Estas secuencias de depósitos fueron también gobernadas por las condiciones topográficas de los litorales, ya que, mientras en la parte norte predominó el aporte de siliciclastos terrígenos, en el resto del Golfo se desarrollaron extensas plataformas carbonatadas.

La Cuenca de Sabinas evolucionó casi al paralelo con la evolución del Golfo de México, pero con secuencias sedimentarias propias de ambientes menos profundos en relación al Golfo de México.

El evento orogénico Laramídico acaecido durante el Cretácico Tardío-Terciario Temprano, causó el levantamiento y deformación de la pila de sedimentos jurásico Tardío-Cretácico. Este evento fue el responsable directo de la construcción de la Sierra Madre Oriental de México y del cambio radical del suministro del tipo de sedimentación hacia el retirado Golfo de México. Consecuencias directas de la Orogenia Larámide fueron los establecimientos de cuencas sedimentarias Terciarias distribuidas en todo el frente de la Sierra Madre Oriental y el posterior llenado de estas, por los procesos de destrucción aún activos de esta sierra.

En el área de la Cuenca de Sabinas, existen numerosos estudios geológicos, sin embargo, se reportan una cantidad de nombres formacionales formales y no formales, esto hace complicado el entendimiento claro de la evolución de la cuenca. Es probable que si se lograra establecer una unificación de criterios para establecer unidades litoestratigráficas sincrónicas, diferenciándolas mediante sus facies correspondientes, haría más fácil el entendimiento y la ubicación de estas diversas unidades y por ende, el entendimiento de la evolución de la cuenca.

## Referencias

- Anderson, T.H. and Schmidt, V.A. 1983:** The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geol. Soc. Bull.*, v. 94, N° 8, p. 941-966.
- Bird, D. E., Burke, K., Hall, S. A., and Casey, J. F. 2005:** Gulf of Mexico tectonic history: Hotspot tracks, crustal boundaries, y early salt distribution. *AAPG Bull.*, v. 89, N°3, p. 311-328.
- Buffler, R.T., and Sawyer, D. S. 1985:** Distribution of crust y early history, Gulf of Mexico Basin. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, v. 35, p. 333-344.
- Carey, S. W. 1963:** The assimetry of the Eart. *Australian J. Sci.*, v. 9, p. 369-384.
- Charleston, S., 1981:** A summary of the structural geology and tectonics of the state of Coahuila, Mexico, *in:* Smith, C. I., ed., *Lower Cretaceous stratigraphy and structure northern Mexico*. West Texas Geological Society Publications. 81-74, p. 28-36.
- Chávez-Cabello, G., Aranda-Gómez, J. J., Molina-Garza, R.S., Cossío-Torres, T., Arvizu-Gutierrez, I.R.,González-Naranjo, G.A. 2005:** La falla San Marcos: una estructura jurásica de basamento multirreactivada del noreste de México: *Boletín de laSociedad Geológica Mexicana*, Tomo LVII, Volumen Conmemorativo del Centenario, N° 1 y 2, p. 27-52.
- Chávez, V.V. y Cerrillo, C.J. 1999:** Marco Estructural de la Cima del Mesozoico, Cuenca del Sureste: 15 pp. y mapa de configuración estructural de la cima del Cretácico Superior entre las coordenadas U. T. M. 435,000-550,000 y 1'940,000-2'050,000 (inédito).
- Dickinson, W. R., and Coney, P. J. 1980:** Plate tectonic constraints on the origin of the Gulf of Mexico. *In :* Pilger Jr.,R. J. (ed.). *The origin of the Gulf of Mexico y the early opening of the Central Atlantic Ocean*. Lousiana State Univ. Baton Rouge, 103 p.Dunbar, J. A., and Sawyer, D. S. 1987: Implications of continental crust extention for plate reconstruction: an example from the Gulf of Mexico. *Tectonics*, v. 6, p. 739-755.
- Dunbar, J. A., and Sawyer, D. S. 1988:** Continental rifting at pre.existing lithospheric weaknesses. *Nature*, v. 333, N°. 6172, p. 450-452.
- Dumble, E. T., 1918:** The geology of east Texas: *University of Texas Bulletin* 1869, 388 p.
- Eguiluz de Antuñano, S. 2001:** Geologic Evolution and Gas Resources of the Sabinas Basin in the Northeastern Mexico. , *in* C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantú-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics , sedimentary basins, and petroleum systems: AAPG Memoir 75*, p. 241-270.
- Freeland, G. L., and Dietz, R. L. 1972:** Plate tectonin evolution of the Caribbean-Gulf of Mexico region. *Nature.*, v. 232, p. 20-23.
- Goldhammer, R. K. and Jonson, C. A. 1999:** Middle Jurassic-Upper Cretaceous paleogeographic evolution and sequence-stratigraphic framework of the northwest Gul of Mexico rim, *in* C. Bartolini, R. T. Buffler, and A. Cantu-Chapa, eds., *The western Gulf of Mexico Basin: Tectonics, sedimentary basins, y petroleoum systems: AAPG Memoir 75*, p. 45-81.
- Gose, W. A., Belcher, R. C., and Scout, G. R. 1982:** Paleomagnetic results from northeastern Mexico: evidence for large Mesozoic rotation: *Geology*, v. 10, p. 5054.
- Grajales, N. J. M., Cedillo, P. E., Rosales, D. C., Moran, Z. D. J., Alvarez, W., Caléis, P., Ruiz, M. J. Garcia, H. J., Padilla, A. P. and Sanchez, R. A. 2000:** Chicxulub impact:

the origin of reservoir y seal facies in the southeastern Mexico oil field. *Geology*, v. 28, p. 307-310.

**Grajales, N. J. M. 2001:** Origen, diagénesis e importancia petrolera de la secuencia carbonatada del límite Cretácico-Terciario en el sureste de México. Tesis de doctorado. Universidad Nacional Autónoma de México., p. 240.

**Haenggi Walter T. 2002:** Tectonic history of the Chihuahua trough, Mexico and adjacent USA, Part II: Mesozoic and Cenozoic. *Bol. De la Soc. Geol. Mex.*, Tomo LV, N° 1, p. 38-94.

**Hall, D.J., Cavanaugh, T.D., Watkins, J.S., and McMillen, K. J. 1982:** The rotational origin of the Gulf of Mexico base upon regional gravity data. In: Watkins, S., y Drake, C. L., ed. *Studies in Continental margin Geology, Memoir 34: American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla.*, p. 115-126.

**Hall, S. A., and Najmuddin, I. J. 1994:** Constraints on the tectonic development of the eastern Gulf of Mexico provided by magnetic anomaly data. *J. Geophys. Res.*, v. 99, N°. B4, p.7161-7175.

**Hernández-Romano, U., Vélez-Scholvin, D., Ruiz-Ruiz, H., Martínez-García, J., Ghosh, S. K. y Jacobo-Albarrán, J. 2006:** Sedimentación del Oligoceno-Mioceno en la Costa Occidental del Golfo de México: Datos de Afloramientos y Subsuelo, Norte de Veracruz. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Delegación Poza Rica Pemex Exploración y Producción Región Norte. 43p.

**Humphrey, W. E. 1956:** Tectonic framework of northeast Mexico, *Gulf Coast Assoc. Geol.Soc. Trans.*, v. 6, 25-35.

**Imlay, R. W. 1936:** Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico, Part. IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: *Geological Society of America Bulletin*,v, 47, p. 1091-1152.

**Imlay, R. W. 1940:** Neocomian faunas of northern Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 51, p. 117-190.

**Jacques, J. M., and Clegg, H. 2002a.** Late Jurassic source rock distribution y quality in the Gulf of Mexico: Inferences from plate tectonic modelling. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, v. 52, p. 429-440.

**Jacques, J. M. (2004):** Gulf of Mexico Structural Study. Report N° 8795/Iib, PEMEX Tellus Phase 1. A Tectonic y Structural Overview.

**Johnson, C. A., 1989:** Structural Analysis of the fold and thrust belt in the vicinity of Monterrey, northeastern Mexico: Houston, Texas, Exxon Productions Research Company Report, (unpublished), 40 p.

**Johnson, C. R., Ward, W. C., and Goldhammer, R. K. 1991:** Mechanisms for high-frequency cyclicity in the Upper Jurassic limestones of northeastern Mexico [abs.]: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 75, p. 603.

**Jones, N. W., McKee, J. W., Marquez, D. B., Tóvar, J., Long, L. E., and Laudon, T. S. 1984:** The Mesozoic La Mula Island, Coahuila, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*,v. 95, p. 1226-1241.

**Klitgord, K. D., and Schouten, H. 1986:** Plate kinematics of the central Atlantic. In: Voigt, P.R., y Tucholke, B.E. (eds.). *The western North Atlantic region. Geol. Soc. Am., The geology of North America*, v. M, p. 351-378.

**Lehmann, C., Osleger, D. A., Montañez, I. P., Sliter, W., Arnaud-Vanneau, A., and Banner, J. 1999:** Evolution of Cupido and Coahuila carbonate platforms, Early Cretaceous, northeastern Mexico. *GSA Bulletin*, v. 111, N° 7, p. 1010-1029.

- Le Pichon, X., and Fox, P. J. 1971:** Marginal offsets, fracture zones y the early opening of the North Atlantic. *J. Geophys. Res.*, v.76, no. 26, p. 6294-6308.
- Le Roy, S.D. 1998:** Treating the Gulf of Mexico as a continental margin petroleum province. *The Leading Edge*. February Issue, p. 209-212.
- Marmisolle-Daguerre, D., Aitken, D., Ayala, N. S., Ayestarán, L., Bronnec, R., Carrillo, B. J., Fayard, A., Granados, G. J. L., Hastings, A., Juon, F., Khayan, A., Mendoza, J., Petit, P., Rouault, G., Suter, M., Vargas, M., Vidal, J. y Zinat, D. 1984.** Evaluación de Formaciones en México. Editado por Schlumberger.
- Marton, G. and R.T. Buffler, 1994:** Jurassic reconstruction of the Gulf of México Basin: *International Geology Review*, v.36 p.545-586.
- Marton, G. L. 1995:** Jurassic evolution of the southeastern Gulf of Mexico: Ph.D. Dissertation, Univ. Texas, Austin.
- McKee, W. J., W. N., Jones, and H. T. Anderson, 1988:** Las Delicias Basin, a record of Late Paleozoic arc volcanism in northeastern Mexico: *Geology*, v. 16, p. 37-40.
- Miser, H. D., 1921:** Llanoria, the Paleozoic land area in Louisiana y eastern Texas: *American Journal of Science*, ser. 5, v. 2, p.61-89.
- Molina-Garza, R. S., Van Der Voo R. and Urrutia-Fucugauchi, J. 1992:** Paleomagnetism of the Chiapas massif, southern Mexico: evidence for rotation of the Maya Block y implications for the opening of the Gulf of Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*, v. 104, p. 1156-1168.
- Monreal R., and Longoria J. F. 1995:** Transpressional deformational pattern related to basement faults in the Mesozoic of northeastern Chihuahua. *Bol. Depto. De Geol. Uni-Son*, Vol. 12, N° 2, p. 17-34.
- Oivanki, S. M., 1974:** Paleodepositional environments in the Upper Jurassic Zuloaga Formation (Smackover), northeast Mexico: *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, v. 24, p. 258-278.
- Olsen, P. E., A. R. McCune, and K. S. Thompson, 1982:** Correlation of the Early Mesozoic Newark Supergroup by vertebrates, principally fishes: *American Journal of Science*, v. 282, p. 1-44.
- Padilla y Sánchez, R. J. 1982:** Geologic evolution of the Sierra Madre Oriental between Linares, Concepción del Oro, Saltillo, and Monterrey, Mexico. Ph. D. Dissertation, The University of Texas at Austin, 217 p. (Unpublished).
- Padilla y Sánchez, R. J. 1986:** Post-Paleozoic Tectonics of Northeast Mexico and its role in the evolution of the Gulf of Mexico. *Geof. Int.*, v. 25-1, p. 157-206.
- Pemex Exploración y Producción, 1999:** Las Reservas de Hidrocarburos en México: Volumen I, Evaluación al 1 de Enero de 1999, 199 p. Editado por: Pemex Exploración y Producción.
- Pemex Exploración y Producción, 1999:** Las Reservas de Hidrocarburos en México: Volumen 2., Editado por: Pemex Exploración y Producción.
- Pindell, J.L., and Dewey, J.F. 1982:** Permo-Triassic reconstruction of western Pangea y the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics*, v. 1, p. 179-212.
- Pindell, J. L. 1985:** Alleghenian reconstruction y subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas y proto-Caribbean: *Tectonics*, v. 4, p. 1-39.
- Pindell, J. L. 1993:** Regional synopsis of Gulf of México y Caribbean evolution in J. L. Pindell y Perkins eds. *Mesozoic y Early Cenozoic Development of the Gulf of México y Caribbean Region: A Context for Hydrocarbon Exploration*. Selected papers presented at the G.C.S.S.E.P.M. Foundation Thirteenth Annual Research Conference, p. 251-274.

- Pindell, J., and L. Kennan, 2001:** Kinematic Evolution of the Gula of México y Caribbean. C.S.S.E.P.M. Foundation, Annual Research Conference, 30 p.
- Ross, M.I, and Scotese, C.R. 1988:** A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico y Caribbean region. *Tectonophysics*, v. 155, p. 139-168.
- Salomón-Mora, L. E., Hernández-Romano, U., Patiño-Ruíz, J. 2002.** Libroto Guía de la Excursión Geológica Poza Rica – Tlapacoyan, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros Delegación Poza Rica.
- Salvador, A., and A. Green, 1980:** Opening of the Caribbean Tethys (Origin and development of the Caribbean and the Gulf of Mexico), *in: Géologie des Chaînes alpines issues de la Téthys*: J. Aubouinet al. Coordinators: Fr., Bur. Rech. Geol. Min., Men. 115. 224-229.
- Salvador, A. 1987:** Late Triassic-Jurassic paleogeography y origin of Gulf of Mexico Basin: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 71, p. 419-451.
- Salvador, A. 1991:** Origin y development of the Gulf of Mexico Basin, *in* Salvador, A., ed., *The Gulf of Mexico Basin: Boulder Colorado, The geology of North America*, v. J, p. 389-444.
- Sánchez, M. R., Urbano, G. J. J., Escobar, C. J. A., Fiume, G. y Hernández, S. Y. 2006:** El Mesozoico y Terciario de la Sierra Madre Oriental y La Cuenca Tampico-Misantla. Excursión Geológica. Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Delegación Poza Rica. 32 p. Inédito.
- Sawyer, D.S., Buffler, R.T., and Pilger, R.H., Jr. 1991:** The crust under the Gulf of Mexico Basin. *In: Salvador, A. (ed.). The Gulf of Mexico Basin. The Geology of North America*, *Geol. Soc. Am.*, v. J, p. 53-72.
- Shepherd, A. 1983:** A study of magnetic anomalies in the eastern Gulf of Mexico. MSc thesis, Univ. Houston, Texas. 197 p.
- Shepherd, A., Hall, S.A., and SNO, R. 1982:** Magnetic y gravity anomaly fields of the eastern Gulf of Mexico (82°-90° W). *Abstr. Geol. Soc. Am.*, v. 14, p. 615.
- Schouten, H., and Klitgord, K.D. 1994:** Mechanistic solutions to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, v. 22, p. 507-510.
- Schucher, C. 1909:** Paleogeography of North America: *Geological Society of America Bulletin*, v. 20, p. 427-606.
- **1923:** Sites y nature of the North America geosynclines: *Geological Society of America Bulletin*, v. 34, p. 151-230.
- **1929:** Geological history of the Antillean region: *Geological Society of America Bulletin*, v. 40, p. 337-360.
- **1935:** *Historical Geology of the Antillean-Caribbean region*: New York, John Wiley & Sons, 811 p.
- Sellards, E. H. 1932:** The pre-Paleozoic y Paleozoic Systems in Texas, *in* *The geology of Texas, Volume I, Stratigraphy*: University of Texas Bulletin 3232, p.15-238.
- Stöffler, D. 2000:** General summary of the state of art of the Chicxulub/Cretaceous-Tertiary event. *Chicxulub Sci. Drill. Proj.*, p. 1-10.
- Location: <http://www.museum.hu-berlin.de/min/forsch/csdp.html>
- Vinet, M. J. 1975:** Gelogy of the Sierra of Balauartes and Sierra de Pajaros Azules (Ph. D. Thesis): New Orleans, Louisiana State, University, 124 p.
- Watkins, J. S. 1989:** Rift-stage evolution of the northern Gula of Mexico: *Abstr., AAPG Bull.*, v. 73, p. 421.

- Willis, B. 1909:** Paleogeographic maps of North America: *Journal of Geology*, v. 17, p. 203-208.
- Wilson, J. L., and G. Piali, 1977:** A Lower Cretaceous shelf margin in Northern Mexico, *in* Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Applications to subsurface exploration: The University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, Report of Investigations N° 89, p. 286-298.
- Wilson, J. L., Ward, W. C., and Finneran, J., eds. 1984:** A field guide to Upper Jurassic and Lower Cretaceous carbonate platform and basin systems, Monterrey-Salttillo area, northeast Mexico: Gulf Coast Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 76 p.
- Wilson, J. L. 1990:** Basement structural controls on Mesozoic carbonates facies in northeastern Mexico: A review, *in*: Tucker, M. E., Wilson, J. L., Crevello, P. D., Sarg, J. R., and Read, J. F., eds., Carbonate platforms, facies, sequences and evolution: International association of sedimentologists Special Publication 9, p. 235-255.
- Winker, C. D., and Buffler, R. T. (1988);** Paleogeographic evolution of early deep-water Gulf of Mexico y margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean): AAPG Bulletin, v. 72, p 318-346.
- White, G.W. 1980:** Permian-Triassic continental reconstruction of the Gulf of Mexico-Caribbean area: *Nature*, v. 283, p. 823-826.

*Universidad Nacional Autónoma de México  
Centro de Geociencias  
Campus Juriquilla*



*Unidad Teórica 3*

***CARBONATOS Y SULFATOS EN AMBIENTES  
EVAPORÍTICOS, SU FORMACIÓN Y GEOQUÍMICA DE  
ISÓTOPOS ESTABLES DE C, H, O y S.***

*Presenta: Francisco González Sánchez*

*Director de tesis: Dr. Eduardo González Partida*

*Asesor: Dr. Ulises Hernández Romano*

*Asesor: Dr. Antoni Camprubí i Cano*

*Juriquilla, Qro. Junio de 2006*

## **UNIDAD TEÓRICA 3**

### **CARBONATOS Y SULFATOS EN AMBIENTES EVAPORÍTICOS, SU FORMACIÓN Y GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTABLES DE C, H, O y S.**

#### **CONTENIDO**

#### **I. INTRODUCCIÓN**

#### **II. INTERACCIÓN AGUA/ROCA**

#### **III. DOLOMITAS**

##### **III.1 Modelos de dolomitización**

#### **IV. EVAPORITAS**

##### **IV.1 Ambientes y sitios de depósito de las evaporitas**

##### **IV.2 Solubilidad, precipitación y rutas de evaporación**

##### **IV.3 Geoquímica de isótopos estables (C, H, O y S)**

###### **IV.3.1 Generalidades**

###### **IV.3.2 Reservorios**

###### **IV.3.3 Fraccionamiento isotópico**

###### **IV.3.4 Factores de fraccionamiento**

#### **V. CONCLUSIONES**

#### **REFERENCIAS**

# ***CARBONATOS Y SULFATOS EN AMBIENTES EVAPORÍTICOS, SU FORMACIÓN Y GEOQUÍMICA DE ISÓTOPOS ESTABLES DE: C, H, O y S.***

## ***I. INTRODUCCIÓN***

Durante la evolución de una cuenca sedimentaria, desde los inicios de su formación hasta el presente, involucra diversos procesos fisicoquímicos que intervienen directamente y condicionan los productos que se generan durante cada etapa de su desarrollo.

Los tipos de materiales que rellenan una cuenca sedimentaria, dependen del medio ambiente en el cual se localiza, así como de la ubicación del depocentro con respecto a los litorales de esta y de su paleotopografía. Dependiendo de estos factores, los sedimentos que se pueden encontrar pueden ser sedimentos detríticos terrígenos y orgánicos (conglomerados, areniscas, lutitas, etc.) y sedimentos químicos (carbonatos y evaporitas).

La presencia de fluidos en una cuenca, es una característica inherente y un factor esencial en su evolución, ya que estos son los responsables del transporte de los constituyentes químicos y dispersión de la temperatura a través de la cuenca, al mismo tiempo que interactúan con los diferentes estratos rocosos que atraviesan en el transcurso de su migración.

La interacción agua/roca en ambientes carbonatados y evaporíticos tiene especial interés debido a que grandes extensiones de estas rocas son formadas durante la evolución de una cuenca preferentemente las que se desarrollan en climas cálidos.

Las rocas evaporíticas juegan un papel muy importante debido a la facilidad con que estas pueden interactuar con los fluidos enriquecidos con componentes provenientes de zonas distantes o más profundas de la cuenca y de esta manera efectuar reacciones químicas que disuelven, precipitan o simplemente sustituyen los compuestos químicos preexistentes.

La formación de carbonatos en ambientes marinos evaporíticos, especialmente los procesos de dolomitización, son una parte importante en la evolución de estos ambientes. Dentro de los modelos de dolomitización que existen, los ambientes evaporíticos juegan un papel importante.

Con el conocimiento de la historia geológica de la cuenca y apoyados con técnicas petrográficas y geoquímica de elementos traza e isótopos, se pueden entender los procesos efectuados durante la interacción agua/roca, por tal razón, si entendemos dicha interacción estaremos en condiciones de poder entender o al menos entender mejor el tiempo, temperatura y composición química que interactuaron durante determinado momento registrado en la historia geológica y, de esta forma, seguir los rastros dejados por los fluidos a su paso, compararlas con las condiciones presentes, y de esta manera, entender su evolución.

## ***II. INTERACCIÓN AGUA/ROCA***

En un medio rocoso existen fluidos que pueden estar estáticos o estar en constante movimiento, estos últimos son los que predominan debido a que los primeros serían solo fluidos intersticiales no móviles.

El movimiento de los fluidos a través del medio rocoso, provoca diversos intercambios químicos al contacto con las rocas, ocasionando a su vez, reacciones de oxidación-reducción que conducen a procesos de disolución de rocas y minerales inestables bajo esas condiciones, recristalización y precipitación de nuevas especies con la consecuente alteración química de las aguas o salmueras. Claro está que, esta interacción agua/roca actuará de diferente manera en ambientes diferentes y estará controlada por el tiempo que

de esta interacción y por las condiciones termodinámicas y físicas del medio en que esta se desarrolle (Hanor, 1987a; McCulloh y Naeser, 1989).

De esta manera, el conocimiento de la interacción química entre las rocas y las salmueras, ayuda a predecir los productos resultantes de esta, como cambios en la salinidad y en la roca.

Las variaciones espaciales en la salinidad y las composiciones químicas, nos proporcionan pistas para definir rutas de migración de los fluidos (Hanor, 1987), asimismo, pueden propiciar las condiciones fisicoquímicas adecuadas para la precipitación y por ende, el llenado de receptáculos de variados tamaños (llámense poros, vugulos o cavernas) que pueden llegar a constituir yacimientos de sustancias o elementos útiles.

### **III. DOLOMITAS**

La dolomitización es el resultado de (1) la disolución y reemplazamiento de minerales preexistentes (calcita, aragonita, yeso, etc...) y (2) precipitación directa.

Durante el proceso de dolomitización se puede ganar, perder o mantener porosidad, esto dependerá del balance de las tasas de disolución y de las tasas de precipitación.

El mineral dolomita  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , tiene una estructura cristalina complicada, es un mineral con un ordenamiento cristalino alto y requiere tiempo para su precipitación, no se ha logrado su síntesis en laboratorio a temperaturas de ambientes sedimentarios usando aguas naturales, su distribución a través del tiempo es muy desigual, la mayoría de las ocurrencias de dolomita están en ambientes de intra y supramareas o por evaporación, además, la carencia de buenos análogos modernos para la mayoría de las dolomitas antiguas, pone de manifiesto que, la máxima que dice: “el presente es la clave del pasado” no siempre funciona y que la distribución de la dolomita a través del tiempo no es una simple disminución en abundancia al presente (Given y Wilkinson, 1987; Flügel 2004).

La dolomita se forma a partir de varios tipos de agua y bajo diversas condiciones ambientales, en realidad, la dolomita es una familia de minerales (Land, 1985), por lo que se dice que hay dolomita y dolomitas. La dolomita estequiométrica es una estructura estratificada altamente ordenada, su ordenamiento depende de la salinidad, temperatura y la relación Mg/Ca. Es muy variable en su composición y no solo en términos de la relación Ca: Mg sino también en otros elementos, especialmente el hierro (Purser et al. 1994).

De acuerdo a Lippmann (1973), el agua marina esta sobresaturada con respecto a la dolomita cerca de dos ordenes de magnitud y a pesar de eso, raramente precipita de manera directa, de esta manera, la mayoría de la dolomita se forma por reemplazamiento de  $\text{CaCO}_3$  de las rocas.

La cantidad de iones  $\text{Mg}^{2+}$  para lograr la dolomitización es enorme, de tal manera que debe de existir una fuente que aporte este ión a los fluidos, fuentes potenciales son el agua marina, los fluidos sub superficiales de origen marino o meteórico, otra fuente adicional la pueden representar la disolución de calcita magnésica o de la transformación de la esmectita a ilita.

El hecho que la dolomita no precipite en grandes cantidades directamente de aguas marina y que el  $\text{CaCO}_3$  raramente es dolomitizado en el piso oceánico, se debe a que existen problemas cinéticos dentro de los cuales los más importantes son: (1) la alta fuerza iónica del agua marina y las rápidas tasas de precipitación de los carbonatos a partir de fluidos supersaturados que inhiben la precipitación de la dolomita altamente ordenada, (2) las diferencias en el comportamiento de hidratación del ión  $\text{Mg}^{2+}$  que es 20% más fuertemente hidratado que el Ca, por lo tanto, hay menos Mg disponible para la dolomitización (la

hidratación del Mg como barrera cinética para la dolomitización desaparece con el incremento de la temperatura, Tucker y Wright, 1990), (3) en la mayoría de soluciones naturales, la baja concentración y la baja actividad del  $\text{CO}_3^{2-}$  en relación al Ca y Mg obstaculiza la precipitación de la dolomita y (4) el papel que juega el  $\text{SO}_4$ , la precipitación de yeso o la reducción de sulfatos elimina o reduce la barrera. Debemos de considerar también el papel que juegan los compuestos orgánicos y las bacterias en la reducción de sulfatos y su influencia en la dolomitización.

La dolomitización se ve favorecida por el incremento de la temperatura, mezcla de agua dulce y la reducción de sulfatos o evaporación (Tucker y Wright, 1990). De igual manera, la favorecen las soluciones con alto pH, en donde el ión  $\text{CO}_3^{2-}$  domina sobre el ión bicarbonato ( $\text{HCO}_3^-$ ).

### **III.1 Modelos de dolomitización**

Existen varios modelos de dolomitización que en la actualidad están en boga, cada uno de estos modelos involucra a diferentes tipos de fluidos dolomitizantes, modos de flujo y sitios y ambientes geológicos (Tucker y Wright, 1990; Fig. 1 A-I).

La simple distinción entre las “dolomitas primarias” que se creía eran precipitadas directamente y “dolomitas secundarias” interpretadas como productos de procesos de reemplazamiento, al parecer, ha quedado obsoleto. Las dolomitas primarias parecen ser muy raras y restringidas a lagos salinos y lagunas. La mayoría de las dolomitas en los registros geológicos parecen ser de origen de reemplazamiento (Flügel, 2004).

Tucker y Wright, (1990) dividen a los modelos de dolomitización de sedimentos carbonatados en: (1) Por evaporación (sabkha); (2) Filtración-reflujo (*seepage-reflux*); (3) Mezcla meteórica-marina; (4) De enterramiento (*burial*) y (5) Modelos de agua marina. Posteriormente, Flügel (2004), divide los modelos en tres grandes grupos (Fig. 1, A-I):

I. Modelos dolomíticos asociadas con evaporitas, que incluyen a:

- i) Modelo por evaporación (*Evaporative model*)
- ii) Modelo de filtración-reflujo (*Seepage-reflux*)
- iii) Modelo de evaporación de arrastre (*evaporation-drawdown model*)
- iv) Modelo Coroong (*Coroong model*)

II. Modelos de mezcla de aguas (*Mixing-water*) y agua marina (*seawater model*)

- v) Modelos de zonas de mezclas meteórica-marina (*Meteoric-marine mixing zone models*).
- vi) Modelos de dolomitización de agua marina (*Seawater dolomitization models*).
- vii) Modelo de convección Kohout (*Kohout convection model*).

III. Modelo de dolomitización de soterramiento (*Burial dolomitization model*).

Para una amplia descripción de los modelos de dolomitización y ejemplos de estos, se sugiere consultar: Adams y Rhodes, (1960); Shinn et al. (1965); Deffeyes et al. (1965); Kohout, (1967); Shinn, (1968); Fisher y Rodda, (1969); Von der Borch, (1976); Dunham y Olson, 1978, 1980); Asquith, (1979); Clark, (1980); Fanning et al. 1981); McKenzie,

(1981); Smith, (1981); Botz y Von der Botch, (1984); Saller, (1984); Simms, (1984); Land, (1985); Carballo et al. (1987); Hardie, (1987); Tucker y Wright, (1990) y Flügel, (2004) entre otros.

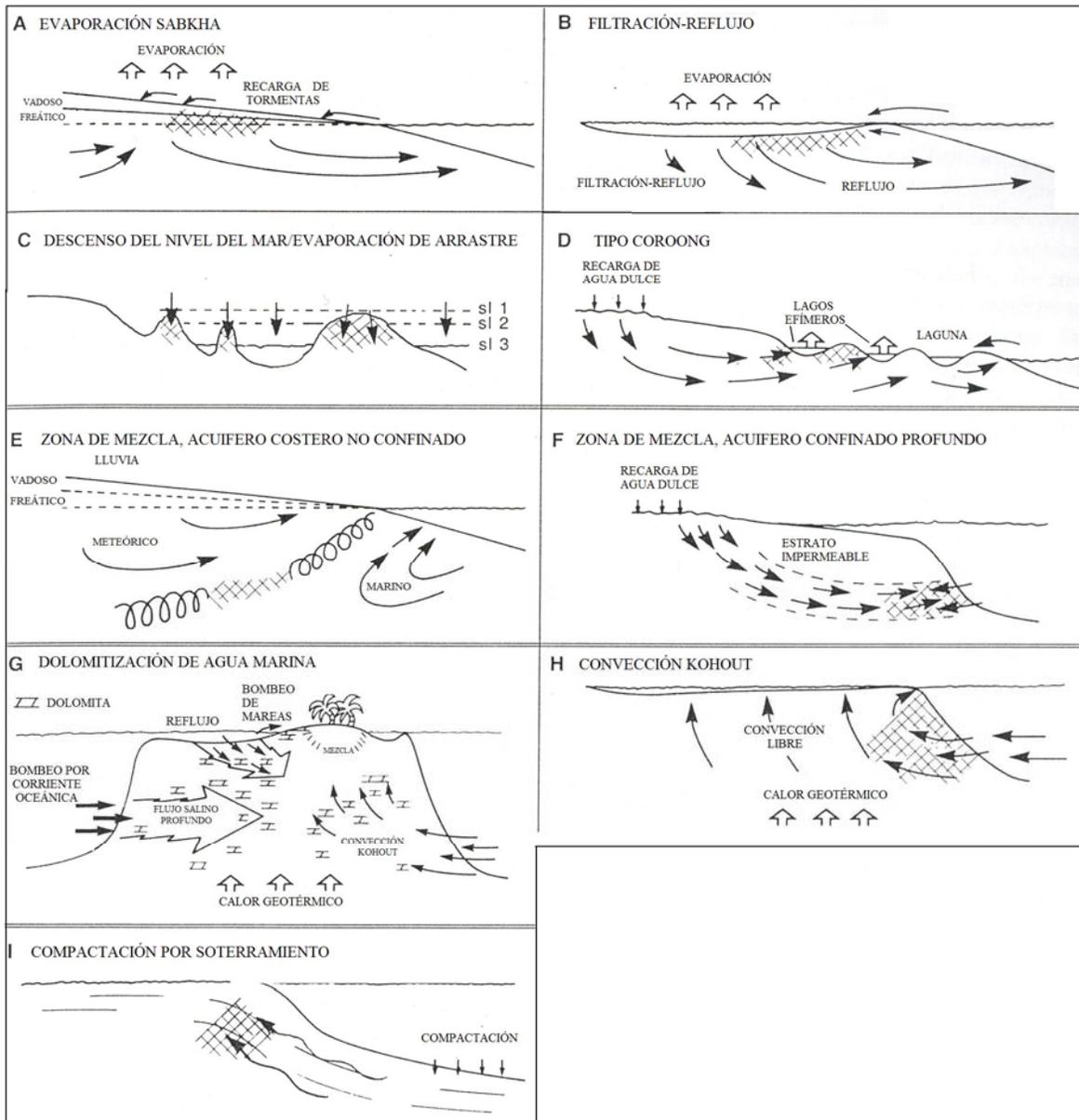


Figura 1. Modelos de dolomitización, mostrando la variedad de mecanismos para el movimiento de los fluidos dolomitizantes a través de los sedimentos. Tomada de Flügel, (2004).

#### IV. EVAPORITAS

Las evaporitas son depósitos sedimentarios compuestos de minerales precipitados a partir de salmueras concentradas por una evaporación intensa o total del agua (Schreiber, y Tabakh, 2000; Flügel, 2004).

Los depósitos evaporíticos se encuentran en muchas regiones del mundo, en ambientes en donde la tasa de evaporación excede la tasa de precipitación o al aporte de agua hacia la

cuenca, un factor de importancia para la formación de estos depósitos, es el escaso aporte de sedimentos terrígenos (Schreiber, y Tabakh, 2000; da Silva et al. 2001).

Los minerales evaporíticos más característicos comprenden cloruros como la halita y sulfatos como el yeso y anhidrita.

#### ***IV. 1 Ambientes y sitios de depósitos de las evaporitas (Fig. 2)***

Los ambientes de formación de las evaporitas pueden localizarse tanto en medios continentales como en medios marinos, desde desiertos hasta mares hipersalinos y un ambiente marginal marino representado por las planicies de tipo sabkha y salinas. En el entorno marino, las evaporitas pueden ser formadas en ambientes someros y profundos, mientras que en ambientes continentales, los lagos salinos son también una fuente importante de este tipo de depósitos.

- **Los ambientes continentales sub aéreos y sub acuosos** se caracterizan por rápidas variaciones en la inundación de la cuenca las cuales generan grandes fluctuaciones en la mineralogía y geoquímica de los depósitos (Spencer, 2000; Flügel, 2004).
- **Ambientes de supramarea o tipo sabkha.** Estos depósitos se forman por evaporación en ambientes marino-marginales áridos (p.e. el Golfo Pérsico, el Mar Rojo). Se caracterizan por presentar frecuentemente materiales ya sea de carbonatos marinos y/o siliciclásticos que se comportan como matriz y son fácilmente afectados por las condiciones meteóricas y subaéreas. Los minerales evaporíticos más comunes en este ambiente son: yeso, anhidrita y halita (da Silva et al. 2001; Flügel, 2004). Los depósitos de sabkha, comúnmente generan secuencias delgadas que varían desde unos pocos centímetros hasta 1 a 2 metros de espesor (Schreiber y Tabakh, 2000), presentan ciclos de depósito truncados por superficies de erosión por agua o viento (durante las tempestades).
- **Ambientes de aguas someras** existen tanto en lagos continentales como en lagunas y salinas naturales y artificiales. El estudio de estas últimas, ha sido de gran importancia para el entendimiento de la formación de evaporitas en ambientes de aguas someras (con tirantes de agua inferiores a los 50m) (Schreiber, 1986). En este ambiente, a la primera entrada de agua marina pre-concentrada precipitan los primeros minerales de carbonatos (calcita o aragonita), cuya tasa de precipitación está fuertemente controlada por algas y bacterias presentes en el agua. Conforme se incrementa la salinidad del agua inicia la precipitación de yeso o anhidrita (Fig. 16). Es importante recalcar que en este ambiente, el contenido de materia orgánica presente varía con el aumento de la salinidad de la salmuera (da Silva et al. 2001; Schreiber y Tabakh, 2000). Las evaporitas se presentan como cristales aislados dentro de materiales microbianos o en forma de capas de yeso. De acuerdo a las observaciones en ambientes modernos, se a notado que las morfologías y químicas de estos depósitos han sido poco alterados, excepto cuando son alterados por acción bacteriana temprana, en cuyo caso, forman los yesos clásticos presentes en algunos depósitos (Schreiber y Tabakh, 2000; Flügel, 2004).
- **Ambiente de aguas profundas** para depósitos evaporíticos son poco conocidos debido a que no se tienen ejemplos modernos de este tipo. El mar muerto es el caso más próximo que puede apenas compararse a estos depósitos, éste presenta un paquete de sedimentos evaporíticos de naturaleza continental formado en condiciones de un tirante de agua cercano a los 300m (Warren, 1989). Las evaporitas, en este ambiente, se caracterizan por la gran extensión en superficie de

las capas laminares formadas por yeso, anhidrita o halita (Flügel, 2004), presentan también componentes re TRABAJADOS procedentes de materiales de aguas someras, especialmente en los componentes de flujos de masa. Asimismo, presentan frecuentemente interdigitaciones con turbiditas formadas por evaporitas (yeso, anhidrita y raramente halita) (Schreiber y Tabakh, 2000).

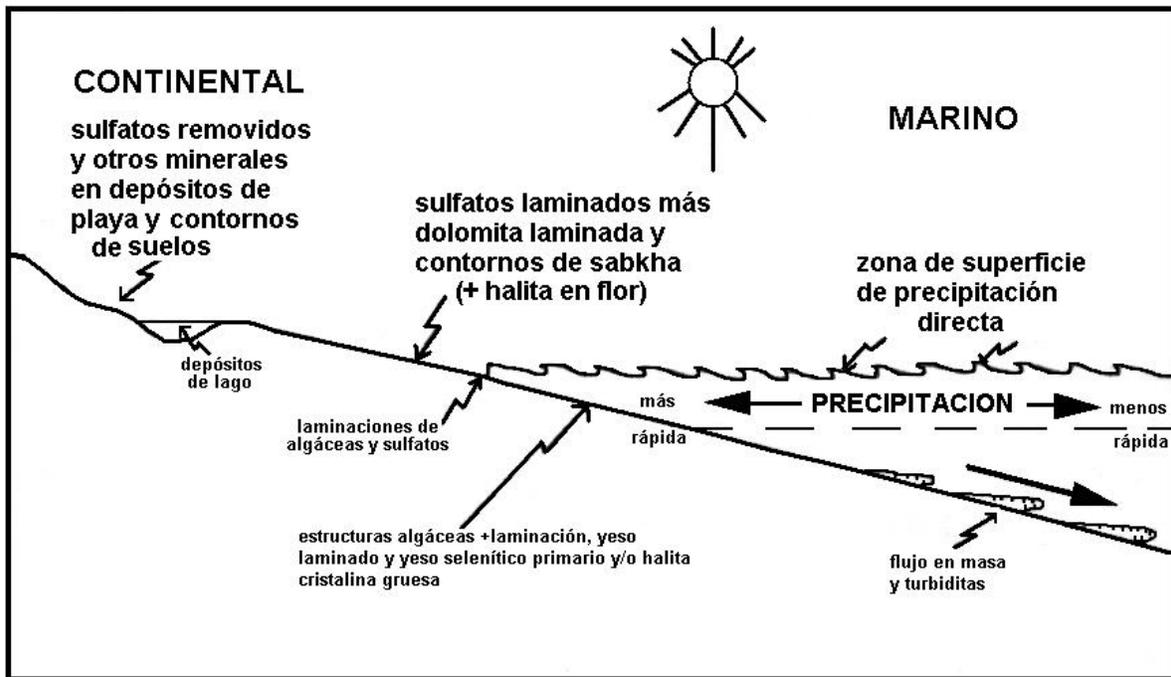


Fig. 2 Diagrama ilustrando los diversos ambientes de formación de evaporitas desde cuencas continentales hasta cuencas profundas hipersalinas Tomado de Schreiber y Tabakh, (2000).

#### IV. 2 Solubilidad, precipitación y rutas de evaporación

La mineralogía de los depósitos evaporíticos, es dependiente de la composición química de las aguas fuente (Spencer, 2000).

El concepto de “divisiones químicas” (Fig. 3), desarrollado por Hardie y Eugster (1970), trata de explicar la evolución de la composición de las salmueras en lagos salinos no marinos, se basa en la precipitación temprana de los minerales relativamente insolubles como calcita y yeso y poder determinar de esta manera la firma química de las salmueras y la mineralogía de las evaporitas generadas por esta (Spencer, 2000). Aunque este concepto originalmente se dirigió hacia la determinación química de salmueras lacustres, Spencer y Hardie (1990), lo han utilizado para explicar la química de aguas marinas.

Los cationes principales disueltos en aguas de superficie son, el  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{K}^+$ , derivados mediante el intemperismo químico de las rocas de la corteza. La combinación de estos cationes con sulfatos en ambientes evaporíticos pueden generar minerales típicos de este ambiente, dependientes de la relación de cationes en solución y de la solubilidad relativa de los minerales de sulfatos que contengan a estos cationes (Spencer, 2000; Tabla 1).

La tabla 1 nos muestra un listado de los minerales más comunes formados en el sistema Na-Ca- Mg- K, en esta, podemos observar la diferencia de solubilidades de las sales simples, como el sulfato de calcio hidratado (yeso), del cual solo puede ser disuelta la cantidad de 2.08 gramos por kilogramo de agua, comparado con la siguiente sal simple de sulfato de



calcita y el campo de estabilidad del yeso se reduce al espacio a lo largo de la línea  $\text{Ca}^{2+}$ - $\text{SO}_4^{2-}$ . Los campos en que se divide el diagrama (subtriángulos) representan salmueras del tipo Ca-Cl, neutral y alcalino.

Las salmueras alcalinas, cuya composición cae dentro del campo calcita- $\text{SO}_4^{2-}$ - $\text{HCO}_3^-$ , son empobrecidas en Ca y la cantidad de este va disminuyendo a medida que la composición se aproxima a la esquina del  $\text{HCO}_3^-$ , en respuesta a esto, no precipita sales de sulfatos con calcio.

A. 0.96	B. 1.0	C. 1.05	D. 1.10	E. 1.25																					
calcita	calcita	calcita	calcita	calcita																					
cc+yeso	cc+yeso	cc+yeso	cc+yeso	cc+yeso																					
cc+anhidrita	cc+anhidrita	cc+anhidrita	cc+anhidrita	cc+anhidrita																					
cc+an+glauberita	cc+an+halita	cc+an+halita	cc+an+halita	cc+an+halita																					
cc+gl	cc+an+ha+glauberita	cc+an+ha+polihalita	cc+an+ha+silvita	cc+an+ha+silvita																					
cc+gl+halita	cc+an+ha	cc+an+ha+po+silvita	cc+an+ha+sl+carnalita	cc+an+ha+sl+carnalita																					
cc+ha+an	cc+an+ha+polyhalita	cc+an+ha+po+sl+carnalita	cc+an+ha+cr	cc+an+ha+cr																					
cc+gl+ha+an	cc+an+ha+po+epsomita	cc+an+fl+a+po+cr	cc+an+ha+cr+bischofita	cc+an+ha+cr+antarcticita																					
cc+ha++an+polihalita	cc+an+ha+po+hexahidrita	cc+an+ha+po+cr+kieserita	cc+an+ha+cr+bi+tachyhidrita	cc+an+ha+cr+at+tachyhidrita																					
cc+ha+po	cc+an+ha+po+kieserita	cc+an+ha+cr+ks+bischofita																							
cc+ha+po+epsomita	cc+an+ha+po+ks+carnalita	<p style="text-align: center;"><i>Fórmula del mineral y abreviaciones no dadas en la Tabla 1</i></p> <table border="0" style="width: 100%;"> <tr> <td style="width: 30%;">antarcticita</td> <td style="width: 40%; text-align: center;"><math>\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}</math></td> <td style="width: 30%; text-align: right;">At</td> </tr> <tr> <td>bischofita</td> <td style="text-align: center;"><math>\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}</math></td> <td style="text-align: right;">Bi</td> </tr> <tr> <td>calcita</td> <td style="text-align: center;"><math>\text{CaCO}_3</math></td> <td style="text-align: right;">Cc</td> </tr> <tr> <td>carnalita</td> <td style="text-align: center;"><math>\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}</math></td> <td style="text-align: right;">Cr</td> </tr> <tr> <td>halita</td> <td style="text-align: center;"><math>\text{NaCl}</math></td> <td style="text-align: right;">Ha</td> </tr> <tr> <td>silvita</td> <td style="text-align: center;"><math>\text{KCl}</math></td> <td style="text-align: right;">Sl</td> </tr> <tr> <td>tachyhidrita</td> <td style="text-align: center;"><math>\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}</math></td> <td style="text-align: right;">tc</td> </tr> </table>			antarcticita	$\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	At	bischofita	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Bi	calcita	$\text{CaCO}_3$	Cc	carnalita	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Cr	halita	$\text{NaCl}$	Ha	silvita	$\text{KCl}$	Sl	tachyhidrita	$\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	tc
antarcticita	$\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$				At																				
bischofita	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$				Bi																				
calcita	$\text{CaCO}_3$				Cc																				
carnalita	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$				Cr																				
halita	$\text{NaCl}$				Ha																				
silvita	$\text{KCl}$				Sl																				
tachyhidrita	$\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$				tc																				
cc+ha+po+hexahidrita	cc+an+ha+ks+camalita																								
cc+ha+po+kieserita	cc+an+ha+ks+cr+bischofita																								
cc+ha+po+ks+kainita																									
cc+ha+po+ks+ka+an																									
cc+ha+ks+an+carnalita																									
cc+ha+ks+an+cr+bischofita																									

Tabla 2 Secuencias de precipitación calculadas para la evaporación del agua marina con diferentes proporciones de agua de río y salmueras de cordillera mid-oceánica. A es para las mezclas de agua de río con un 96% de agua marina de cordillera mid-oceánica moderna; B es para agua marina moderna; C, D y E son mezclas de agua de río con 5, 10 y 25% más de salmuera de cordillera mid-oceánica que el agua marina moderna. Tomada de Spencer,(2000).

Las salmueras correspondientes al campo Cl-Ca, (subtriángulo calcita-yeso-  $\text{Ca}^{2+}$ ), el calcio equivalente en solución es mayor que  $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ . La precipitación de calcita conduce a la salmuera a través de la línea calcita-yeso hasta tocar con la división del campo del yeso, en este punto precipitan calcita + yeso. Conforme la salmuera se desplaza hacia el ángulo del  $\text{Ca}^{2+}$ , se empobrecen en  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ . En las salmueras Ca-Cl, precipitan como

minerales de sulfatos primarios solo yeso y anhidrita y algunas sales con mezcla de cationes como singenita, polihalita y glauberita (Spencer, 2000).

En las salmueras neutrales, el equivalente del  $\text{Ca}^{2+}$  en solución es menor que la suma de los equivalentes del  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HCO}_3^-$ , pero el equivalente del  $\text{Ca}^{2+}$  es mayor que el equivalente del  $\text{HCO}_3^-$  en solución. La precipitación de calcita conduce a la salmuera a través de la línea calcita-yeso hasta tocar con la división del campo del yeso, en este punto precipitan calcita + yeso. Conforme la salmuera se desplaza hacia el ángulo del  $\text{SO}_4^{2-}$ , se empobrecen en  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{HCO}_3^-$ . Las salmueras neutrales, precipitan como minerales de sulfatos primarios yeso y anhidrita y algunas sales con mezcla de cationes como singenita, polihalita y glauberita, las aguas modernas caen dentro de este tipo de salmueras (Spencer, 2000).

Para la predicción de la secuencia de precipitación de minerales de sulfatos más allá del yeso y la anhidrita, Spencer (2000), en sus figuras 2 a 5, muestra, en una serie de diagramas ternarios para el sistema  $\text{Na}^+ - \text{Mg}^{2+} - \text{K}^+ - \text{SO}_4^{2-}$ , las variabilidades en este sistema y deja ver la influencia de la presencia de Ca y de Cl en el mismo y concluye haciendo unas generalizaciones: dado que los sulfatos con calcio son relativamente insolubles, la concentración relativa de  $\text{Ca}^{2+}$  en aguas en evaporación, tiene una fuerte influencia en los minerales de sulfatos que se puedan formar. En salmueras tipo Ca-cloruro, con alto  $\text{Ca}^{2+}$ , los minerales que se espera precipiten serán solo yeso y anhidrita. Mientras que en salmueras alcalinas con bajo  $\text{Ca}^{2+}$ , no podrán precipitar minerales de sulfatos cálcicos.

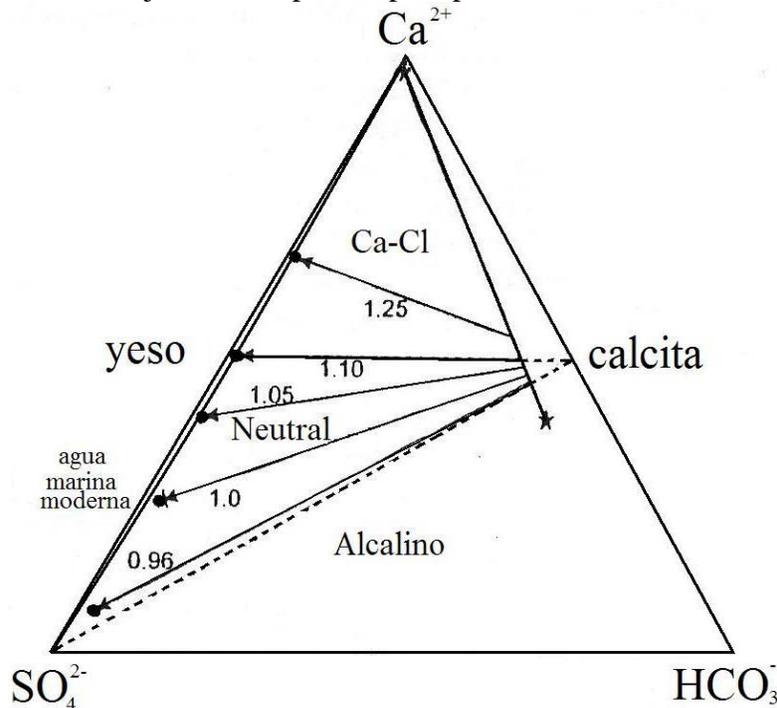


Figura 4. Diagrama de fase ternario para agua marina construido como en la figura 15. muestra la composición en estado estable del agua marina para varias mezclas de agua de río y salmuera de cordillera mid-oceánica. Los valores son relativos a 1 del sistema moderno; el 0.96 indica proporcionalmente menos salmuera de cordillera mid-oceánica que el sistema moderno; los números más grandes que 1 indican un flujo relativamente mayor de salmuera de cordillera mid-oceánica que el sistema moderno. La precipitación de secuencias minerales para estas mezclas están dadas en la tabla 2. (Tomada de Spencer, 2000).

La evaporación de estas aguas resultará en la precipitación de sulfatos simples de Na, K y Mg y pueden presentarse o no sulfatos mixtos de K y Mg. La evaporación de salmueras

neutrales con moderado  $\text{Ca}^{2+}$ , producirán sales de sulfatos cálcicos al parejo con sales de sulfatos cálcicos con cationes mezclados conteniendo Na, K y Mg.

La tabla 2, nos muestra las predicciones de secuencias de precipitación en una mezcla de agua de río y salmueras de cordillera mid-oceánica variando el contenido de esta última en relación al agua marina moderna. De esta forma, la segunda columna (B. 1.0) nos indica la secuencia esperada para agua marina moderna, los números superiores a 1.0 nos representan mayor proporción de salmueras de cordillera mid-oceánica y el caso contrario cuando es menor a la unidad. La figura 4, es un diagrama de fases ternario construido en base a los datos de la tabla 2 (Spencer, 2000).

### ***IV. 3 Geoquímica de isótopos estables (C, H, O, y S)***

#### ***IV. 3.1 Generalidades***

Los isótopos son átomos de un elemento cuyos núcleos contienen el mismo número de protones pero distinto número de neutrones. En la Naturaleza existen unos 1700 isótopos diferentes, pero solo unos 260 son isótopos estables, el resto son isótopos radiactivos, esto es, poseen núcleos que se desintegran espontáneamente (Faure, 1986).

De entre los elementos más utilizados en la geoquímica de isótopos estables se encuentran el H, Li, B, C, N, O, Si, S, y Cl. Las características comunes de la mayoría de estos elementos consisten en:

1. Tienen masas atómicas bajas.
2. Existe una gran diferencia relativa de masas entre sus isótopos.
3. Los enlaces que forman son principalmente de carácter covalente.
4. Estos elementos existen en más de un estado de oxidación, forman una amplia variedad de compuestos o son constituyentes importantes de los sólidos y fluidos existentes en la naturaleza.
5. La abundancia del isótopo pesado o raro debe ser lo suficientemente alta para permitir mediciones precisas (Faure, 1986).

De los isótopos anteriores, el C, O, H y S son de especial interés para la aplicación en este trabajo. Se verá el uso de ellos mediante el estudio sistemático de sus concentraciones en compuestos naturales que se encuentran en medios sedimentarios, especialmente en entornos evaporíticos marinos (carbonatos y sulfatos).

La geoquímica de los isótopos estables se ha convertido en una disciplina complementaria indispensable en muchos dominios de la Geología, particularmente en aquellos que implican interacciones entre fluidos y rocas.

La utilización de la geoquímica de los isótopos estables, particularmente del C, O e H, es especialmente útil para trazar flujos de fluidos hidrotermales que han circulado por las rocas de la corteza, delimitar halos, anomalías, caracterizar las aguas (salmueras) que dieron origen a las secuencias minerales presentes, o su uso como geotermómetros (Seal et al. 2000) para determinar las temperaturas en procesos geológico, como es el caso del O-S.

La aplicación de los estudios de isótopos en minerales de sulfatos es útil para entender la historia geoquímica de los sistemas geológicos, aprovechando el hecho de que todos los minerales de sulfatos pueden proporcionar datos isotópicos de S y O y en el caso del yeso, también datos de isótopos de hidrógeno (Seal et al. 2000).

La geoquímica de los isótopos estables, estudia la variación existente en un compuesto entre el isótopo pesado y el ligero, así, para los minerales de sulfatos, las relaciones principales son: D/H,  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$  y  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  y para carbonatos:  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  (Tabla 3).

La composición isotópica de las sustancias esta expresada en notación delta ( $\delta$ ) como una variación “por mil” (‰) (Seal et al. 2000), relativa a un material de referencia llamado “Standard” (Tabla 3). Como ejemplo, tenemos que para el oxígeno:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{std}}} \right] \times 1000 \dots\dots\dots(\text{IV-1})$$

Expresado en valor de partes por mil (‰). El valor de referencia para los isótopos de oxígeno es el “Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW) (Tabla 3). Para la cual, por definición:  $\delta^{18}\text{O} = 0.00$  ‰. Para una muestra con valor positivo (p.e. +5.0 ‰) se dice que esta enriquecida en  $^{18}\text{O}$  relativo a VSMOW y en caso contrario, (p.e. -5.0‰), se dice que esta empobrecida en  $^{18}\text{O}$  relativo a VSMOW (Seal et al. 2000; White, 2001).

Otro valor de referencia utilizado para el oxígeno es el PDB, este se utiliza para reportar el  $\delta^{18}\text{O}$  de los carbonatos. Este valor esta relacionado al VSMOW por:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} = 1.03086 \delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} + 30.86 \dots\dots\dots (\text{IV-2})$$

Elemento	Isótopo-Abundancia	Notación	Relación	Standard	Relación absoluta
Oxígeno	$^{16}\text{O} = 99.763\%$ $^{17}\text{O} = 0.0375\%$ $^{18}\text{O} = 0.1995\%$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	V-SMOW*, PDB**	$2.0052 \times 10^{-3}$
Hidrógeno	$^1\text{H} (\text{H}) = 99.9844\%$ $^2\text{H} (\text{D}) = 0.0156\%$	$\delta\text{D}$	D/H	V-SMOW*	$1.557 \times 10^{-4}$
Carbono	$^{12}\text{C} = 98.89\%$ $^{13}\text{C} = 1.11\%$	$\delta^{13}\text{C}$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$	PDB**	$1.122 \times 10^{-2}$
Azufre	$^{32}\text{S} = 95.02\%$ $^{33}\text{S} = 0.75\%$ $^{34}\text{S} = 4.21\%$ $^{36}\text{S} = 0.02\%$	$\delta^{34}\text{S}$	$^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$	CDT†	$4.43 \times 10^{-2}$

\*Vienna Standar Mean Ocean Water; \*\*Pee-Dee-Belemnite; †Canyon Diablo Troilite (Iron Meteorite).

Tabla 3. Muestra los isótopos existentes por cada elemento considerado en este trabajo y su abundancia en la naturaleza. Muestra también los Standard d referencia para cada notación delta.

Dado que el tema esta relacionado a los materiales evaporíticos, tendremos en cuenta la premisa de que la composición isotópica de las evaporitas (carbonatos evaporíticos, sulfatos y halita) es un reflejo directo de la composición isotópica de las aguas que les dieron origen (marinas, no marina o mezclas de ellas). Los factores que controlan la composición isotópica de las evaporitas son: a) la composición isotópica inicial del reservorio de aguas padre, b) la cantidad de disolución local, precipitación y recristalización de evaporitas antiguas en la cuenca y c) la presencia de intercalaciones clásticas y el tipo de estas.

### IV.3.2 Reservorios

Como reservorios de referencia, se entiende a los reservorios geoquímicos que han servido como fuente de los constituyentes isotópicos de las sustancias (minerales, agua, gases, materiales biológicos).

Para las aguas, los principales reservorios son: agua marina, agua meteórica y agua juvenil, existen otros tipos de aguas que pueden ser consideradas como producto de reciclado o mezclas de los reservorios principales (p.e. aguas connatas, geotérmicas, metamórficas, entre otras), (Ohmoto, 1986).

El comportamiento de la composición isotópica del agua marina moderna con respecto al  $\delta D$  y al  $\delta^{18}O$ , es bastante uniforme (Fig. 5 y 6), su variación es entre -7 a +5‰ y -1 a +0.5‰ respectivamente, con valores promedio cercanos a la composición del SMOW ( $\delta D = 0.0‰$ ;  $\delta^{18}O = 0.0‰$ ). Sin embargo, se sabe que la composición isotópica del H y el O han variado a través del tiempo, tentativamente, tal variación sería de la magnitud entre 0 y -3‰ para el  $\delta^{18}O$  y entre 0 y -25‰ para  $\delta D$  (Sheppard, 1986; y referencias; Fig. 9).

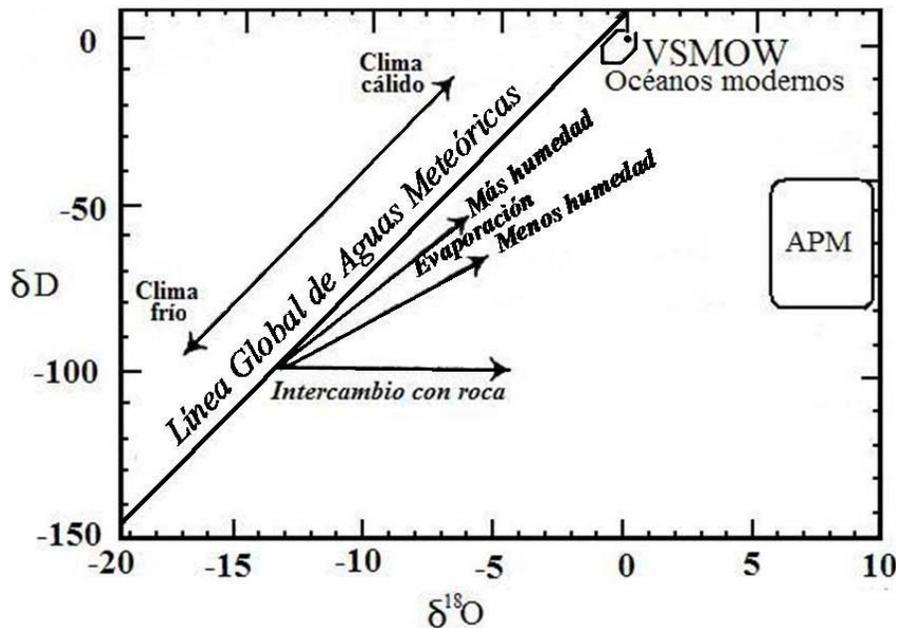


Fig. 5 Gráfica de  $\delta D$  y  $\delta^{18}O$  (‰) para varios reservorios de aguas y tendencias para procesos físicos y químicos que pueden alterar la composición isotópica del agua. VSMOW= Viena Standard Mean Ocean Water; APM= Agua Primaria Magmática ( $\delta D = -40$  a  $-80$  ‰;  $\delta^{18}O = +5.5$  a  $+9.5$  ‰) (Craig, 1961; Sheppard et al. 1969).

Las aguas meteóricas, originadas como precipitación, muestran una variación sistemática y predecible de  $\delta D$  y al  $\delta^{18}O$  (Seal, 2000 y referencias), permitiendo una variación lineal, la cual genera una recta conocida como “Línea global de aguas meteórica” (Fig. 5 y 6) descrita por la ecuación:

$$\delta D = 8 \delta^{18}O + 10 \dots\dots\dots(\text{Craig, 1961})\dots\dots\dots(\text{IV-3})$$

o por:

$$\delta D = 8.13 \delta^{18}O + 10.8 \dots\dots\dots(\text{Rozanski, 1963}) \dots\dots\dots(\text{IV-4})$$

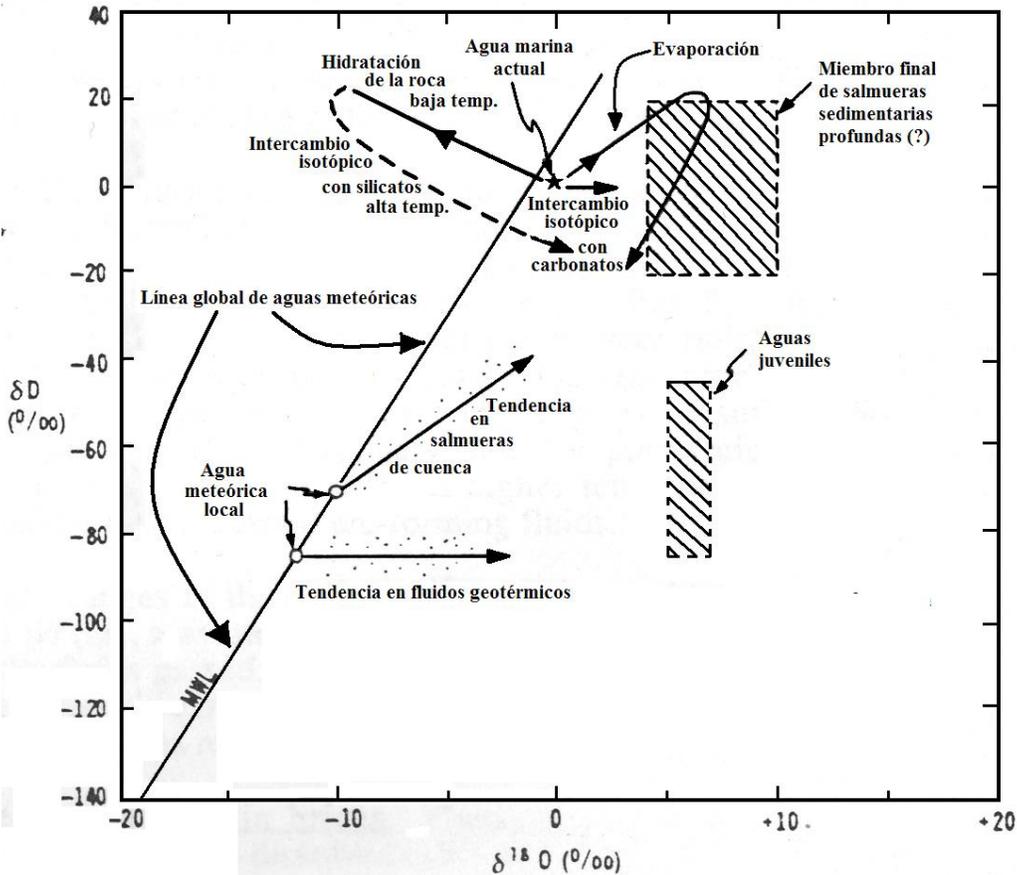


Fig. 6 Rutas de evolución de  $\delta D - \delta^{18}O$  para las aguas marina y meteórica comparadas con la composición estimada de las salmueras sedimentarias profundas y agua juvenil. Tomada de Ohmoto, (1986).

La relación lineal observada para las aguas meteóricas se describe como uno de los “procesos de destilación Rayleigh” los cuales describen con precisión las variaciones isotópicas asociadas con procesos tales como: precipitación de minerales a partir de soluciones, la condensación-precipitación (lluvia, nieve) de la humedad atmosférica y, la reducción bacteriana de los sulfatos de agua marina a sulfuros entre otros (Seal, 2000), los cuales son descritos por la ecuación:

$$R = R_0 f^{(\alpha-1)} \dots\dots\dots(\text{Broecker y Oversby, 1971})\dots\dots\dots(\text{IV-5})$$

que en notación  $\delta$  (p.e. para oxígeno y azufre) se transforma en:

$$\delta^{18}O = [(\delta^{18}O)_0 + 1000] f^{(\alpha-1)} - 1000 \dots\dots\dots(\text{IV-6})$$

$$\delta^{34}S = [(\delta^{34}S)_0 + 1000] f^{(\alpha-1)} - 1000 \dots\dots\dots(\text{IV-7})$$

donde  $R_0$  es la relación isotópica inicial y  $R$  es la relación isotópica cuando permanece una fracción ( $f$ ) de la cantidad inicial, y  $\alpha$  es el factor de fraccionamiento, ya sea en equilibrio o cinético.

El intemperismo de minerales de sulfuros genera minerales secundarios de sulfatos, en estos interviene oxígeno proveniente de aguas y oxígeno derivado de la atmósfera

(considerado como otro reservorio de oxígeno). La composición isotópica de este último, es bastante homogénea, su  $\delta^{18}\text{O}$  promedio es de  $23.5 \pm 0.3$  ‰ (Dole et al. 1954; Kroopnick y Craig, 1972).

Para el azufre (Fig. 7), los reservorios de referencia más comunes son: azufre derivado de meteoritos (estándar CDT “Cañon Diablo Troilite” Tabla. 3) y el derivado del agua marina. Los meteoritos de hierro cuya composición isotópica promedio de azufre es de  $\delta^{34}\text{S} = 0.2 \pm 0.2$  ‰ (Kaplan y Hulston, 1966), es muy semejante a los valores aportados por los basaltos primarios de cordillera midoceánica con  $\delta^{34}\text{S} = 0.3 \pm 0.5$  ‰ (Sakai et al. 1984). Los procesos geoquímicos, especialmente la oxidación y reducción de los sulfatos, ocasionan un fuerte fraccionamiento en los isótopos de azufre, en el primer caso, se producen especies que son enriquecidas en  $^{34}\text{S}$  en relación al material que les dio origen, en tanto que la reducción genera especies empobrecidas en  $^{34}\text{S}$  (Fig. 8).

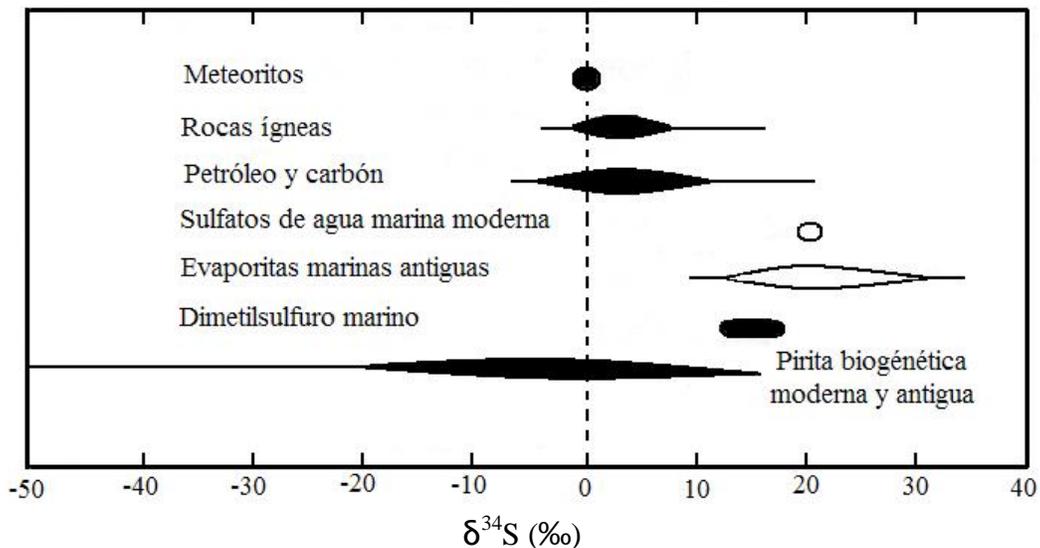


Fig. 7  $\delta^{34}\text{S}$  de varios reservorios geológicos. Modificado de Krouse, (1980). Dato de dimetilsulfuro de Calhoun et al. (1991). Figura tomada de Seal, (2000).

El valor de  $\delta^{34}\text{S}$  para los sulfatos disueltos en aguas marinas modernas es de  $+21.0 \pm 0.2$  ‰ (Rees et al. 1978), mientras que, de acuerdo a la composición isotópica registrada en las secuencias de evaporitas antiguas, muestran que ha habido variaciones de  $\delta^{34}\text{S}$  en los océanos antiguos (Claypool et al. 1980; Fig 9).

Para el carbono, se reconocen dos reservorios principales en cuencas sedimentarias: a) carbonatos marinos (biogénicos o por precipitación química del agua marina) y b) carbono orgánico reducido derivado principalmente de plantas terrestres y marinas soterradas dentro de sedimentos de grano fino. Existen otros reservorios que pueden ser importantes localmente como el  $\text{CO}_2$  atmosférico, el  $\text{CO}_2$  de suelos,  $\text{CO}_2$  de manto entre otros (Emery y Robinson, 1993; Fig. 10).

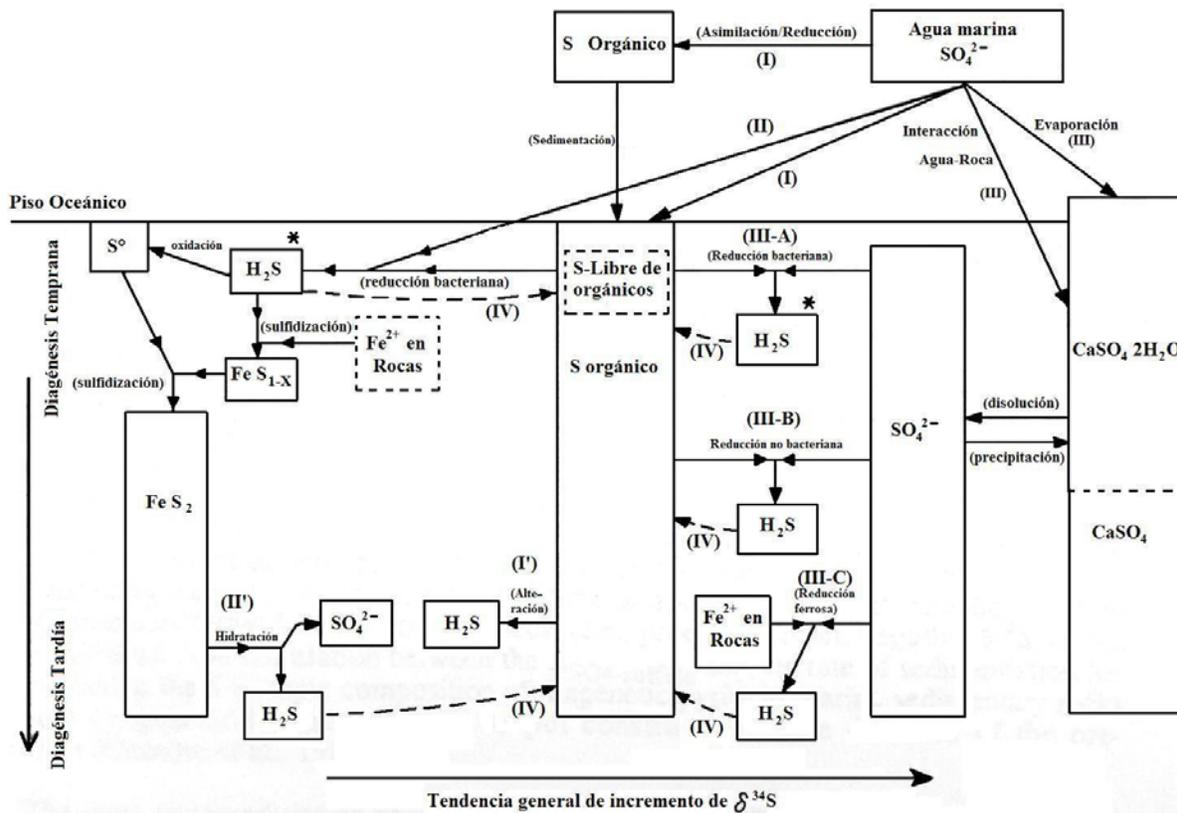


Fig. 8 Fraccionamiento isotópico del azufre durante el reciclado de los sulfatos del agua marina. Tomada de Ohmoto, (1986).

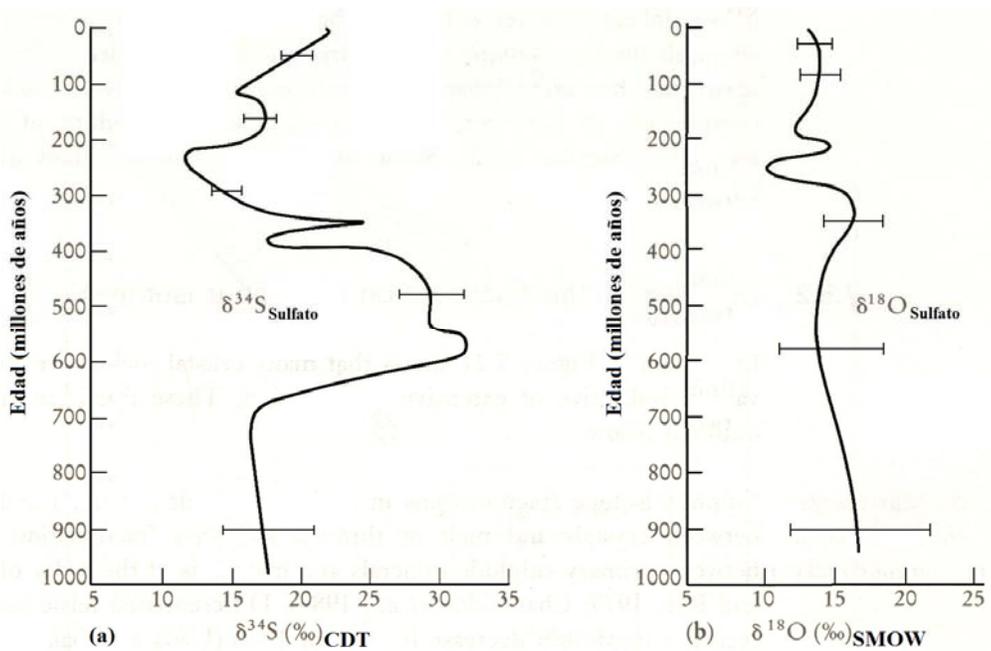


Fig. 9 Curvas de edad para  $\delta^{34}\text{S}$  y  $\delta^{18}\text{O}$  en sulfatos en equilibrio con agua marina. Las curvas están basadas sobre la composición isotópica de sulfatos en depósitos de evaporitas y las barras de error muestran la incertidumbre en las curvas a diferentes intervalos de tiempo (Claypool et al. 1980). Tomada de Rollinson, (1993).

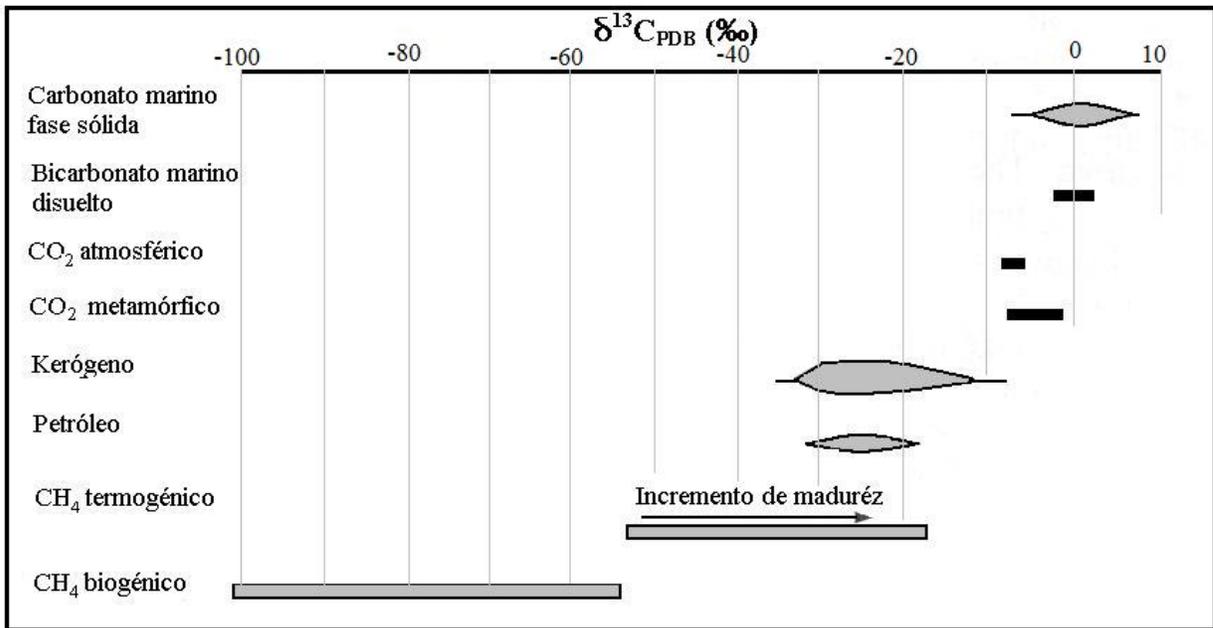


Fig. 10 Composición de isótopos de C de los principales reservorios de carbono en cuencas sedimentarias. Tomada de Emery y Robinson, (1993).

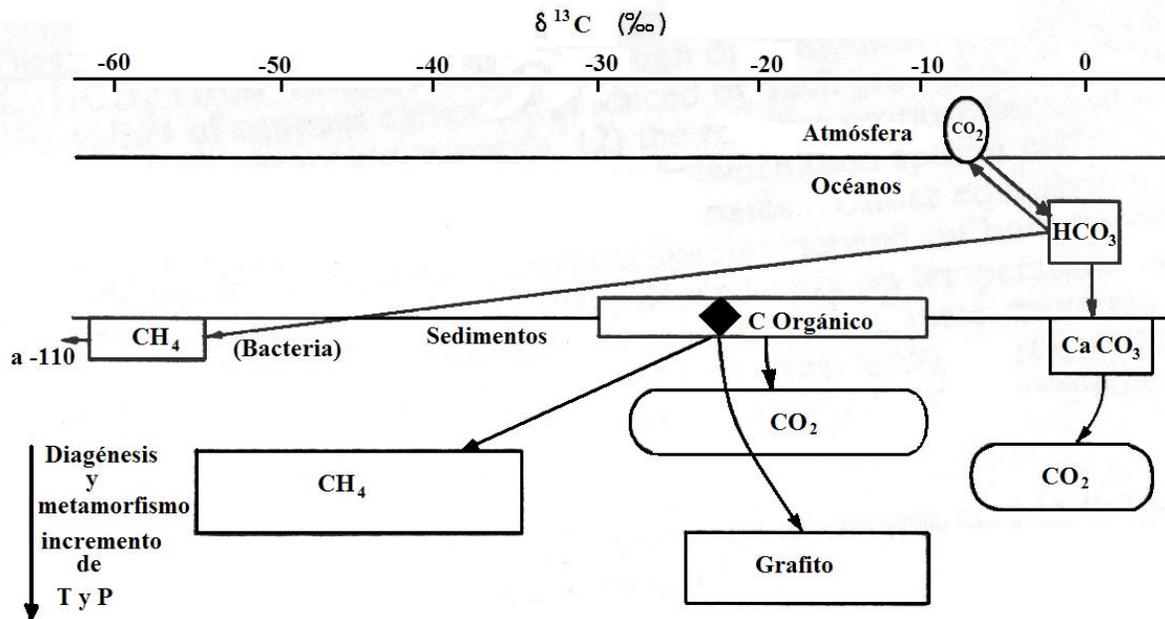


Fig. 11 Diagrama esquemático mostrando los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de compuestos de carbono en ambientes cercanos a la superficie. Tomada de Ohmoto, (1986).

#### IV.3.3 Fraccionamiento isotópico

Diferencias en la masa atómica provocan diferencias importantes en el comportamiento de los isótopos en los procesos naturales, como en el caso del agua, (tenemos agua ligera y agua pesada)

	$\text{H}_2^{16}\text{O}$	$\text{D}_2^{18}\text{O}$
Punto de fusión	0°C	3.81°C
Punto de ebullición	100°C	101.42°C
Densidad máxima	a 3.98°C	a 11.23°C
Viscosidad	8.9 m poise	10 m poise

La diferencia en el punto de ebullición entre la molécula de agua “ligera” ( $\text{H}_2^{16}\text{O}$ ) y la “pesada” ( $\text{D}_2^{18}\text{O}$ ) da lugar, por ejemplo, a que la primera sea preferentemente extraída de un sistema sometido a evaporación. Esta diferencia de comportamiento hace que durante reacciones químicas o procesos físicos, tenga lugar una separación de las moléculas de un mismo compuesto que contienen cantidades distintas de los isótopos del mismo elemento, este proceso de separación recibe el nombre de **fraccionamiento isotópico**.

El fraccionamiento de isótopos estables entre dos sustancias, A y B, se puede representar mediante un factor de fraccionamiento, expresado por:

$$\alpha_{A-B} = \frac{R_A}{R_B} \dots\dots\dots(\text{IV-8})$$

donde R puede ser D/H,  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ , o  $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ .

Se puede expresar  $\alpha_{A-B}$  en términos de  $\delta$  mediante:

$$\alpha_{A-B} = \frac{1 + \frac{\delta_A}{1000}}{1 + \frac{\delta_B}{1000}} = \frac{1000 + \delta_A}{1000 + \delta_B} \dots\dots\dots(\text{IV-9})$$

El factor de fraccionamiento isotópico puede expresarse como,  $\alpha$  y  $1000 \ln\alpha$ . Si se considera que las fases A y B se forman en equilibrio, se puede aproximar con bastante exactitud a  $\alpha_{A-B}$  por una simple resta de las medidas de las composiciones isotópicas de las muestras, expresando la relación en términos de  $\Delta$ . Este término representa la diferencia isotópica entre dos fases:

$$\Delta_{A-B} = \delta_A - \delta_B \approx 1000 \ln\alpha_{A-B} \dots\dots\dots(\text{IV-10})$$

Se recomienda utilizar esta ecuación para valores de  $\Delta < 10 \%$  y para valores de  $\Delta > 10 \%$  es mejor calcular los factores de fraccionamiento la ecuación (IV-9) (Emery y Robinson, 1993; Seal et al. 2000; White, 2001).

El fraccionamiento de isótopos se efectúa durante los procesos físicos y químicos, debido a la ligera variación de la fuerza de los enlaces químicos. En general, los isótopos ligeros forman enlaces más débiles que los isótopos pesados, esto hace que en los sistemas naturales se puedan generar tres tipos de fraccionamiento de isótopos (Emery y Robinson, 1993).

1. Efecto cinético. Este surge debido a la capacidad que tienen los isótopos ligeros de reaccionar más rápidamente que los isótopos pesados, incluye reacciones químicas

irreversibles como la reducción bacteriana del sulfato y muchas reacciones que involucran el carbono orgánico reducido y procesos físicos como la evaporación y difusión.

2. Efectos de equilibrio. Están controlados por la diferencia de propiedades termodinámicas de cada isótopo, incluye reacciones de intercambio isotópico, el cual redistribuye los isótopos entre moléculas de diferentes sustancias.
3. Los efectos vitales o biológicos. Estos se han observado en ciertos organismos que producen esqueletos minerales los cuales están en desequilibrio isotópico con el agua a partir de la cual ellos se formaron. (Emery y Robinson, 1993; Seal et al. 2000).

El fraccionamiento de isótopos estables en equilibrio es influenciado por factores tales como temperatura, composición química, estructura cristalina y presión (O'Neil, 1986).

La dependencia de la temperatura de los factores de fraccionamiento resulta del efecto relativo de la temperatura sobre las energías vibracionales de dos sustancias (Seal et al. 2000). El hecho que una reacción de intercambio isotópico sea dependiente de la temperatura, sienta las bases para la geotermometría de isótopos estables. Por arriba de los 0°C, en la mayoría de los sistemas mineral-agua o mineral-mineral, el  $\ln\alpha_{A-B}$  varía aproximadamente como una función lineal de  $1/T^2$ , donde T esta dado en kelvin. Usando A y B como constantes para un par en particular, sea mineral-mineral o agua-mineral:

$$10^3 \ln \alpha = (A \cdot 10^6/T^2) + B \dots\dots\dots(\text{IV-11})$$

Como se aprecia en esta ecuación, el fraccionamiento por mil decrece al aumentar la temperatura (Emery y Robinson, 1993).

Para usar los isótopos estables como geotermómetros, también se deben cumplir ciertos requerimientos o asumirlos como un hecho, entre ellos: a) los minerales considerados debieron haberse formado contemporáneamente, b) no debió haber ocurrido en ninguno de los minerales reequilibrios ni alteraciones posteriores a su formación, c) para los análisis isotópicos deben seleccionarse minerales puros y d) debe conocerse la dependencia de la temperatura de los factores de fraccionamiento.

Bigeleisen y Mayer, (1947), apuntaron que las consideraciones teóricas indican que el fraccionamiento de isótopos estables entre dos sustancias deben aproximarse a cero a una temperatura infinita, esto lo describe bien la ecuación:

$$1000 \ln \alpha = \frac{A}{T^2} + \frac{B}{T} + C \dots\dots\dots(\text{IV-12})$$

donde A, B y C son constantes determinadas empíricamente.

La dependencia del fraccionamiento isotópico sobre la composición química, incluye variables composicionales como el estado de oxidación, carga iónica, masa atómica y configuración electrónica de los elementos isotópicos y los elementos a los cuales están ligados (O'Neil, 1986).

Para un sistema con azufre, el efecto del estado de oxidación es de especial importancia. Los estados de oxidación más altos del azufre son enriquecidos en isótopos pesados en relación a los estados de oxidación más bajos, de tal forma que el enriquecimiento del  $^{34}\text{S}$  sigue la tendencia general  $\text{SO}_4^{2-} > \text{SO}_3^{2-} > \text{S}_x^0 > \text{S}^{2-}$  (Sakai, 1968; Bachinski, 1969), como en el caso de minerales de sulfatos tales como barita o anhidrita que tienen valores de  $\delta^{34}\text{S}$  más altos que los minerales de sulfuros cogenéticos. O'Neal et al. (1969), documentaron

una dependencia masa-cación del enriquecimiento del  $^{18}\text{O}$  en minerales carbonato-metal divalentes con un enriquecimiento de  $^{18}\text{O}$  siguiendo el orden  $\text{CaCO}_3 > \text{SrCO}_3 > \text{BaCO}_3$ . De la misma manera, el enriquecimiento del  $^{18}\text{O}$  en minerales de sulfatos divalentes, siguen la tendencia  $\text{CaSO}_4 > \text{BaSO}_4$  (Lloyd, 1968; Kusakabe y Robinson, 1977, Chiba et al. 1981) y el enriquecimiento del  $^{34}\text{S}$  sigue el orden  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} > \text{BaSO}_4$  (Thode y Monster, 1965; Kusakabe y Robinson, 1977).

#### IV.3.4 Factores de fraccionamiento

Durante la movilización de los fluidos en la cuenca sedimentaria, los sulfatos del agua marina son transformados a otras formas de azufre mediante diferentes rutas, esto ocasiona un fraccionamiento isotópico del azufre (Fig. 8).

La evaporación del agua marina, puede provocar un incremento en las actividades del Ca y del  $\text{SO}_4$ , de igual manera, la interacción agua marina-roca-sedimentos, coadyuva al incremento de la actividad del Ca, en cualesquiera de estos casos, se pueden remover los sulfatos del agua marina y precipitar yeso, esto se aprecia en la ruta (III) de la Fig. 8. Por otro lado, la anhidrita precipita a partir de agua marina normal a temperaturas superiores a  $150^\circ\text{C}$ , (Ohmoto, 1986). A  $25^\circ\text{C}$ , ambos minerales de sulfatos se enriquecen en cerca de 1.5‰ en  $^{34}\text{S}$  en relación a los sulfatos acuosos (Thode y Monster, 1965).

Mediante datos obtenidos en evaporitas marinas antiguas, Claypool et al. (1980), sugieren que los valores del  $\delta^{34}\text{S}$  de los sulfatos de aguas marinas antiguas han variado entre 10 y 35‰ (promedio de 17 ‰) durante los últimos 1800 millones de años (Fig. 9).

La ruta (II) de la Fig. 8, nos conduce a la formación de sulfuros biogénicos mediante la reducción bacteriana del azufre, de esta manera, en sedimentos con hierro, el  $\text{H}_2\text{S}$  o el  $\text{HS}^-$  reacciona con este elemento y forma pirita. Los valores de  $\delta^{34}\text{S}$  de los sulfuros sedimentarios, generalmente son más bajos que los de los sulfatos en aguas marinas contemporáneas. El rango típico observado para  $\Delta_{\text{SO}_4\text{-sulfuros}}$  es entre 15 a 60 ‰ con un promedio cercano a 40 ‰ (Ohmoto, 1986).

El azufre orgánico definido por la ruta (I) de la figura 8, se debe en parte al contenido de este elemento como un constituyente menor de las proteínas de algunos organismos marinos o en algunas algas. Sin embargo, la materia orgánica soterrada incluida en los sedimentos marinos, puede llegar a contener hasta en 10% en peso de S (Dinur et al. 1980). La fuente de este azufre orgánico, es probable que se deba a la reducción bacteriana de los sulfatos en el fluido de poro durante la diagénesis temprana de los sedimentos, donde se nos genera  $\text{H}_2\text{S}$  o ( $\text{HS}^-$ , dependiendo del pH) y este a su vez, forma azufre, ruta (IV) de Fig. 8. (Ohmoto, 1986).

El valor del  $\delta^{34}\text{S}$  para el azufre orgánico será entre 1 a 10 ‰ más alto que la pirita coexistente (Thode, 1981; Dinur et al. 1980).

La ruta (II') de la Fig. 8, implica una hidratación de los sulfuros y un incremento en la temperatura, esto nos libera iones sulfato y nos genera  $\text{H}_2\text{S}$ , este último a su vez, puede sufrir reducción bacteriana y producir nuevamente azufre orgánico (ruta (IV)). Durante la maduración de la materia orgánica, algo del azufre ligado orgánicamente, puede ser liberado como  $\text{H}_2\text{S}$  (ruta I').

La ruta (III-A) de la misma figura, indica que una reducción bacteriana de sulfatos o del azufre, puede resultar en la formación de  $\text{H}_2\text{S}$  mismo que al seguir la ruta (IV) produce azufre orgánico.

El yeso y la anhidrita pueden ser disueltos y generar sulfatos acuosos, estos pueden sufrir reducción térmica (rutas III-B y III-C) a temperaturas superiores a 175°C (Kiyosu, 1980; Orr, 1982; Seyfied y Janecky, 1983), o incluso a temperaturas  $\approx 80^\circ\text{C}$  (Powell y Mcqueen, 1984; Orr, 1974), esta reducción es responsable de formar  $\text{H}_2\text{S}$  y, con una subsiguiente reducción bacteriana, producir azufre orgánico a través de la ruta (IV). Diversos autores han desarrollado estudios de fraccionamiento isotópico en especies de sulfitos y sulfatos tanto disueltos como gaseosos y para los minerales anhidrita, yeso, barita, calcantita, mirabilita, alunita y jarosita en rangos de temperatura de 0 a 600°C. El sistema sulfato disuelto-yeso fue investigado por Thode y Monster, (1965), quienes determinaron un fraccionamiento isotópico del azufre en este sistema de  $\Delta_{\text{yeso-sulfato}} = \delta^{34}\text{S}_{\text{yeso}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{sulfato}} = +1.65\text{‰}$ . El sistema sulfato disuelto-barita, lo estudiaron Kusakabe y Robinson, (1977) a temperaturas entre 110 y 350°C, ellos encontraron que no hay fraccionamiento isotópico entre estas especies, esto es,  $\Delta_{\text{barita-sulfato}} = 0\text{‰}$ . Este resultado es casi consistente con las predicciones de Sakai, (1968) quien concluyó que el fraccionamiento de isótopos de azufre entre minerales de sulfatos y sulfatos acuosos debe ser pequeña, concluyó además, que un enriquecimiento pequeño pero medible en  $\delta^{34}\text{S}$  en minerales de sulfatos debe seguir la tendencia  $\text{CaSO}_4 > \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O} > \text{SrSO}_4 > \text{BaSO}_4 > \text{PbSO}_4$ , en acuerdo también con los trabajos sobre yeso de Thode y Monster, (1965) y sobre barita de Kusakabe y Robinson, (1977).

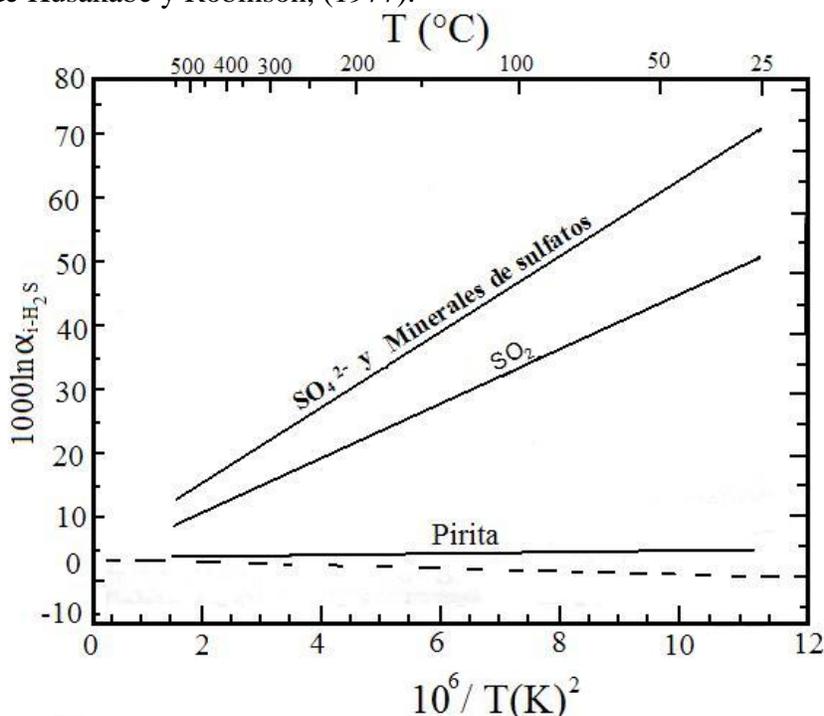


Fig. 12 Dependencia de la temperatura de los factores de fraccionamiento del isótopo de azufre en equilibrio relativos a  $\text{H}_2\text{S}$  para sulfatos disueltos, minerales de sulfatos y pirita. La línea interrumpida indica un valor de  $0.0\text{‰}$   $1000 \ln \alpha$ . Datos de tabla 4. (Ohmoto y Rye, 1979).

En vista de que existe un mínimo fraccionamiento entre los minerales de sulfatos y los sulfatos acuosos, se puede deducir que la composición isotópica de estos minerales es muy próxima a la composición isotópica de los fluidos padre, esto es importante para la interpretación de las variaciones seculares en el ciclo del azufre oceánico global mediante

el uso de la composición isotópica del azufre en evaporitas marinas como un registro de la composición de sulfatos de aguas marinas antiguas (Fig. 9).

Ohmoto y Lasaga (1982), obtuvieron una ecuación dependiente de la temperatura para describir el fraccionamiento isotópico de minerales de sulfatos (Tabla 4)

Compuesto o componente i(-j)	A	B	C	T (°C) Rango*	Fuente de datos
<b>Azufre</b>					
Minerales de sulfatos y sulfatos acuosos	6.463		0.56	200-400	2
SO <sub>2</sub>	4.70		-0.5	350-1050	1
Fe <sub>2</sub>	0.40			200-700	1
<b>Oxígeno</b>					
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup> )	3.26		-5.81	70-350	5, 6, 7
Anhidrita	3.21		-4.72	100-550	8
Barita	2.65		-4.97	110-350	5, 9
Alunita SO <sub>4</sub>	3.09		-2.94	250-450	3
Jarosita SO <sub>4</sub>	3.53		-6.91	100-250	4
Alunita OH	2.28		-3.9	250-450	3
Jarosita OH	2.1		-8.77	100-250	4
<b>Oxígeno</b>					
Alunita SO <sub>4</sub> -OH	0.8		0.96	250-450	3
Jarosita SO <sub>4</sub> -OH	1.43		1.86	100-250	4
<p>*Rango de temperatura, se refiere a los rangos de temperatura experimental; los factores de fraccionamiento se pueden extrapolar significativamente más allá de estos rangos.</p> <p>Fuente de datos: 1. Ohmoto y Rye, (1979); 2. Ohmoto y Lasaga, (1982); 3. Stoffregen, et al. (1974); 4. Rye y Stoffregen, (1995); 5. Seal, et al. (2000); 6. Lloyd, (1968); 7. Mizutani, y Rafter (1969); Chiba, et al. (1981); 9. Kusakabe y Robinson, (1977).</p>					

Tabla 4 Factores de fraccionamiento isotópico en equilibrio para minerales de sulfatos y compuestos relacionados. Tomada de Seal, et al. (2000).

La figura 12, presenta los fraccionamientos del isótopo de azufre para minerales de sulfatos y sulfatos acuosos relativos al H<sub>2</sub>S, asimismo, se presentan los fraccionamientos del isótopo

de azufre para piritita-  $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{SO}_2$ -  $\text{H}_2\text{S}$ , para los que Ohmoto y Rye, (1979) asumieron un fraccionamiento de cero entre los minerales de sulfatos y sulfatos acuosos.

Existen datos para el fraccionamiento de isótopos de oxígeno entre el oxígeno del sulfato y el del agua, para los compuestos de sulfatos acuosos ( $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HSO}_4^-$ ), anhidrita ( $\text{CaSO}_4$ ), barita ( $\text{BaSO}_4$ ), alunita [ $\text{KAl}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ] y jarosita [ $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$ ]. Así también, hay factores de fraccionamiento del isótopo de O entre el agua cristalográfica y el agua (liq.), así como para el yeso ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) y la mirabilita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ).

Lloyd, (1968) y Mizutani y Rafter (1969), investigaron el intercambio de isótopos de oxígeno entre el los sulfatos acuosos ( $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{HSO}_4^-$ ) y el agua en el rango de temperaturas de 70 a 350°C. En estos estudios determinaron que el fraccionamiento entre los sulfatos acuosos y el agua es similar (Fig. 13).

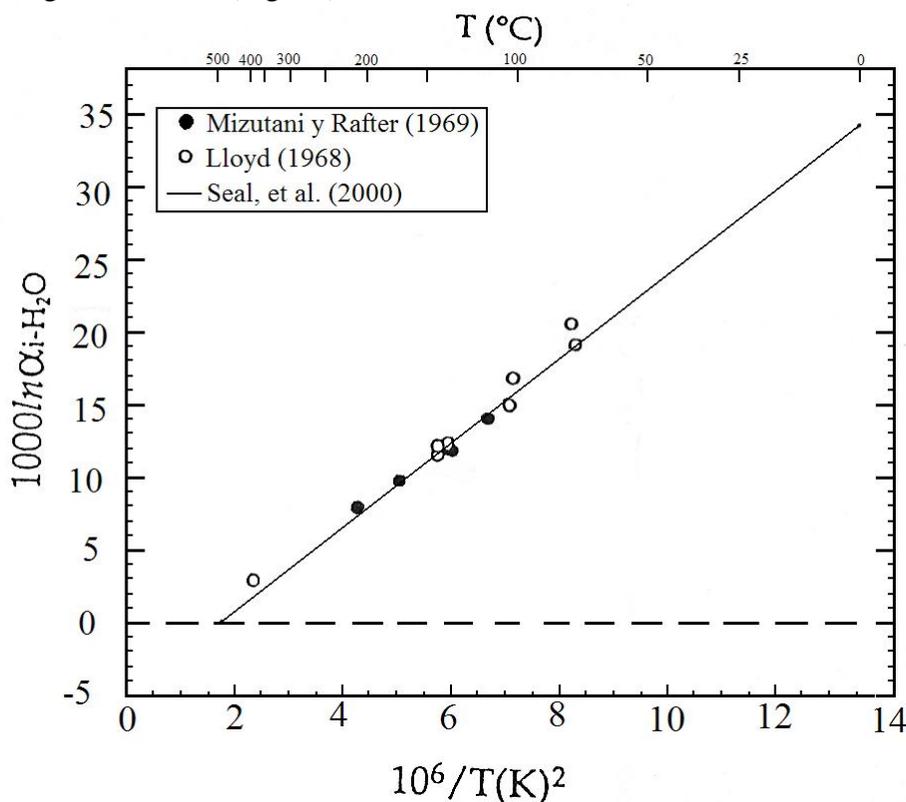


Fig. 13 Comparación de la dependencia de la temperatura del factor de fraccionamiento del oxígeno entre el sulfato disuelto y agua de Mizutani y Rafter (1969) y Lloyd (1968). La línea sólida es la regresión lineal de las dos series de datos. La línea interrumpida indica un valor de 0.0%  $1000 \ln \alpha$ . Tomada de Seal, et al. (2000).

El fraccionamiento para el isótopo de oxígeno de la anhidrita, mineral-agua, fue obtenido por Lloyd, (1968), sin embargo, como se puede observar en la Fig. 14, los factores  $1000 \ln \alpha$  que él obtuvo en un rango de temperaturas entre 100 a 550°C, son superiores entre 2.5 y 7.0% a los obtenidos por Chiba et al. (1981).

Kusakabe y Robinson, (1977), determinaron los factores de fraccionamiento del sistema barita-agua (Tabla 4 y Fig. 14).

El fraccionamiento del isótopo de oxígeno entre el hidrato de agua en yeso y el agua es independiente de la temperatura en el rango de 17 a 57°C con un valor de  $1000\ln\alpha_{\text{yeso-agua}} \approx \Delta_{\text{yeso-agua}} = 3.7\text{‰}$  (Gonfiantini y Fontes, 1963; Fig. 14).

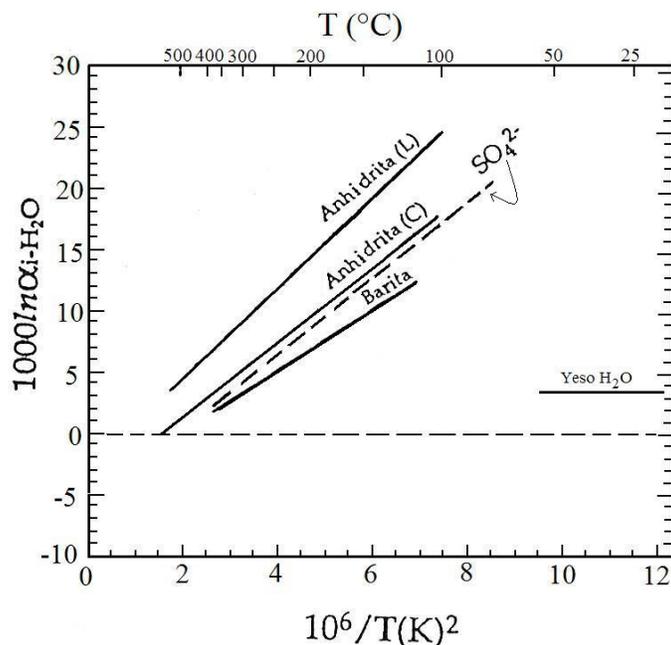


Fig. 14 Comparación del efecto de la temperatura de los factores de fraccionamiento de isótopos de oxígeno entre minerales de sulfatos simples y agua. Anhidrita (L) de Lloyd, (1968); anhidrita (C) de Chiba et al. (1981). La barita es modificada de Kusakabe y Robinson (1977). La curva del  $SO_4$ , es la curva de mejor aproximación de la figura 21 y tabla 4. El sistema Yeso-agua es de Gonfiantini y Fontes (1963). La línea interrumpida indica un valor de 0.0‰  $1000\ln\alpha$ . Modificada de Seal et al. (2000).

En cuanto a los factores de fraccionamiento del isótopo de hidrógeno, se han determinado experimentalmente para el sistema mineral-agua, las especies:

1. Alunita- $H_2O$ , con valores para  $1000\ln\alpha_{\text{alunita-agua}}$  en un rango de (-19 a 450°C) hasta (-6 a 250°C) (Stoffregen et al. 1994) o un fraccionamiento del 4‰ a temperatura ambiente según Bird et al. (1989; Fig. 15).
2. Jarosita- $H_2O$ , Rye y Stoffregen (1995), determinaron que  $1000\ln\alpha_{\text{Jarosita-agua}}$  ( $\approx \Delta_{\text{Jarosita-agua}}$ ) = -50‰ y que estos valores son independientes en un rango de temperatura entre 150 a 250°C, mientras que Alpers et al. (1988), propusieron un fraccionamiento para este sistema de -59‰ a temperatura ambiente (Fig. 15).
3. Yeso- $H_2O$ , en soluciones saturadas con yeso, fueron investigadas por Fontes y Gonfiantini (1967), los valores para  $1000\ln\alpha_{\text{yeso-agua}} = -15 \text{‰}$  en promedio fueron independientes de la temperatura (entre 17 y 57°C; Fig. 15).

Los factores de fraccionamiento del isótopo de hidrógeno para los sistemas Mirabilita- $H_2O$  y Calcantita- $H_2O$ , fueron estudiados por Stewart, (1974) y (Heinzinger, 1969), respectivamente (Fig. 15).

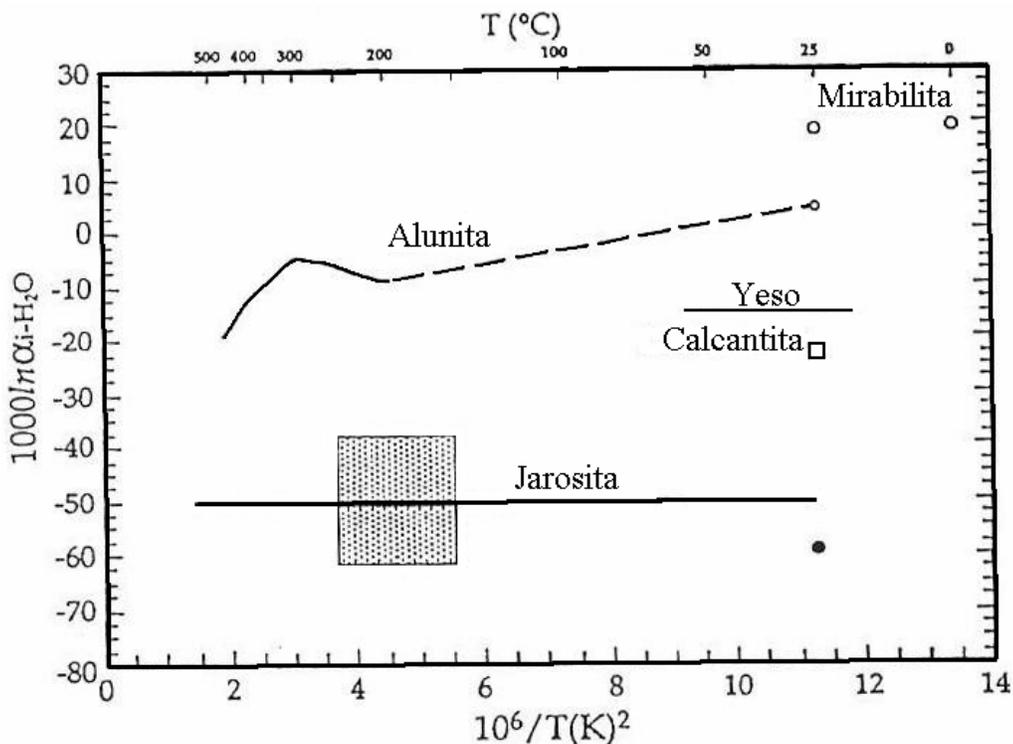


Fig. 15 Factores de fraccionamiento de isótopos de hidrógeno en equilibrio relativos al agua para varios minerales. Tomada de Seal et al. (2000).

La figura 11, nos describe el comportamiento isotópico del carbono, en esta, se puede observar que el valor de  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  atmosférico es alrededor de  $-7\text{‰}$ , mientras que para el  $\text{HCO}_3^-$  disuelto en los océanos el valor  $\delta^{13}\text{C}$  es de  $0\text{‰}$ . Las calizas marinas modernas ( $\text{CaCO}_3$ ), tienen valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-1$  y  $2\text{‰}$  con promedio de  $1\text{‰}$ , por su parte, el carbono orgánico marino presenta valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-30$  y  $-10\text{‰}$  (promedio aprox.  $-22\text{‰}$ ), de la misma manera, el metano, producto del “cracking” térmico de la materia orgánica, muestra valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-55$  a  $-35\text{‰}$ , a la vez que, el  $\text{CO}_2$  generado por este mismo proceso, revela valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-10$  y  $-28\text{‰}$ . El metano resultante de los procesos biogénicos, lo caracterizan valores de  $\delta^{13}\text{C}$  varían entre  $-110$  y  $-55\text{‰}$  (Schoell, 1984).

La disolución y decarbonización térmica de calizas, puede liberar carbonatos ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) que son incorporados a los fluidos y, aunque los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  de estos carbonatos depende de factores tales como (1) el valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de los minerales carbonatados, (2) la proporción relativa entre las especies minerales carbonatadas, (3) los factores de fraccionamiento isotópico entre las especies carbonatadas fluidas y minerales y (4) el grado de descomposición de los carbonatos, bajo la mayoría de condiciones geológicas, el valor de  $\delta^{13}\text{C}$  de  $\Sigma\text{CO}_2$  derivado de las rocas de carbonatos puede caer entre  $-8$  y  $4\text{‰}$  (Ohmoto, 1986; Fig. 11).

Los factores de fraccionamiento de isótopos de carbono en equilibrio son relativamente insensibles a los cambios de temperatura, comparados estos con los del oxígeno, este hecho los conduce a ser de poca utilidad en su aplicación como geotermómetros. Su principal uso estriba en determinar el origen del carbono en sistemas carbonatados (Emery y Robinson, 1993).

Emrich et al. (1970), reportaron factores de fraccionamiento en este sistema a 20°C.

- Carbonato de calcio-bicarbonato:  $1.00185 \pm 2.3 \times 10^{-4}$
- Bicarbonato-dióxido de carbono gas:  $1.00838 \pm 1.2 \times 10^{-4}$
- Carbonato de calcio-dióxido de carbono gas:  $1.10017 \pm 1.8 \times 10^{-4}$

Deines et al. (1974), obtuvieron factores de fraccionamiento de isótopos de carbón mediante la derivación de una serie de ecuaciones lineales de la forma:

$1000 \ln \alpha = A (10^6 T^{-2}) + B$ , quedando de la manera siguiente para los sistemas:

$$1000 \ln \alpha (\text{H}_2\text{CO}_{3(\text{aq})} - \text{CO}_2) = -0.91 + 0.0063 (10^6 T^{-2})$$

$$1000 \ln \alpha (\text{HCO}_3^-_{(\text{aq})} - \text{CO}_2) = -4.54 + 1.099 (10^6 T^{-2})$$

$$1000 \ln \alpha (\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2) = -3.63 + 1.194 (10^6 T^{-2})$$

$$1000 \ln \alpha (\text{CO}_3^{2-}_{(\text{aq})} - \text{CO}_2) = -3.4 + 0.87 (10^6 T^{-2}) \text{ (derivada de datos limitados)}$$

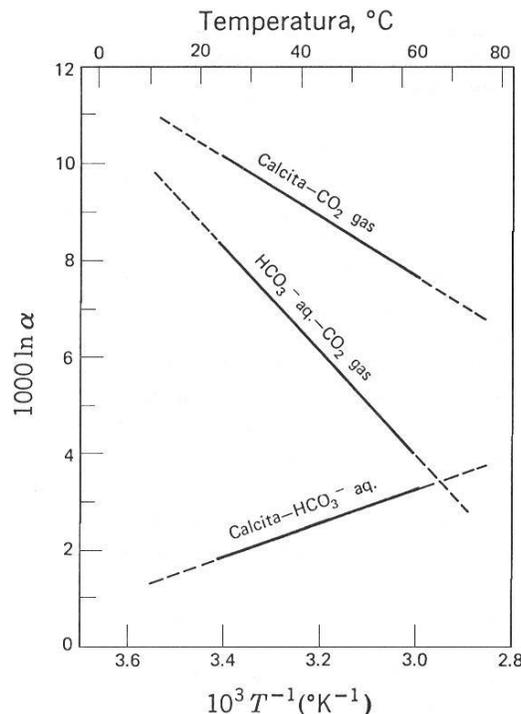


Fig. 16 Variación en el fraccionamiento de isótopo de carbono en el sistema  $\text{CO}_2$  (gas) -  $\text{HCO}_3^-$  (acuoso) -  $\text{CaCO}_3$  (sólido) como una función de la temperatura (datos experimentales de Emrich et al. (1970). Tomada de Faure, (1986).

La figura 16 muestra los efectos de la temperatura en un rango de 20 a 60°C de estos factores de fraccionamiento. Faure (1986), observó que el carbonato de calcio precipitado

bajo equilibrio químico e isotópico con gas CO<sub>2</sub>, se enriquece en <sup>13</sup>C en cerca de 10‰, como en el caso de ejemplo, en donde si el δ<sup>13</sup>C del CO<sub>2</sub> gas es -7.0 ‰, el valor de δ<sup>13</sup>C del carbonato de calcio precipitado, será de +3.09 ‰, calculado mediante:  $\alpha_{A-B} = (\delta_A + 1000) / (\delta_B + 1000)$ .

### **Conclusiones**

En los ambientes evaporíticos, los minerales más comunes encontrados son sulfatos (yeso, anhidrita, halita, etc.) carbonatos (caliza de ambiente evaporítico, dolomita). Para la formación de la dolomita se han propuesto varios modelos, pero modelos asociados a evaporitas se proponen:

- i) Modelo por evaporación (*Evaporative model*)
- ii) Modelo de filtración-reflujo (*Seepage-reflux*)
- iii) Modelo de evaporación de arrastre (*evaporation-drawdown model*)
- iv) Modelo Coroong (*Coroong model*).

A pesar que se reconocen varios ambientes y sitios de depósito de las evaporitas (p.e. Continentales y marinos), resultan de mayor interés para este tema, los desarrollados en ambiente marino como los de supramarea o tipo sabkha y los establecidos en ambientes de aguas someras.

La precipitación de los minerales característicos de estos ambientes, está en función primeramente, de la composición química de las salmueras, así como de la solubilidad de los mismos y la concentración que estos tengan, es decir, el grado de evaporación a que esté expuesta la cuenca.

La geoquímica de los isótopos estables de C, H, O y S, aplicados en nuestro caso, a minerales y rocas de ambientes evaporíticos, nos pueden ser utilidad en (1) la determinación del grado de interacción entre los fluidos y la roca, (2) establecer posibles rutas de migración de fluidos, (3) caracterización de las posibles fuentes de los fluidos que generaron la mineralogía involucrada, (4) los procesos geológicos participantes en la evolución de los minerales y de la cuenca y (5) apoyado en otras técnicas de estudio, determinar las condiciones físico-químicas reinantes en el momento de la formación de tales asociaciones minerales.

Normalmente, los estudios que se realizan para entender el por qué, una determinada área presenta una o varias asociaciones minerales específicas, está basado en el hecho de “lo que existe”, por tal motivo, para iniciar el estudio mediante la aplicación de técnicas refinadas, como es el caso del análisis de geoquímica de isótopos, es de vital importancia apoyar estos estudios en el conocimiento geológico previo de la zona (litología, estratigrafía, estructural). Esto, es debido principalmente a que, una vez que las asociaciones minerales fueron formadas, estas fueron afectadas por un sinnúmero de factores, los cuales deben ser considerados en la interpretación final de los resultados geoquímicos.

## REFERENCIAS

- Alpers, C. N., Nordstrom, D. K., White, L. D. 1988:** Solid solution properties and deuterium fractionation factors for hydronium-bearing jarosites from acid mine waters. EOS, Trans. Am. Geophys. Union. 69:1480-1481.
- Asquith, G. B. 1979:** *Subsurface Carbonate Depositional Models*, p. 121. Penwell Books, Tulsa.
- Bachinski, D. J., 1969:** Bond strength and sulfur isotopic fractionation in coexisting sulfides. Econ. Geol. 64: 56-65.
- Bird, M. I., Andrew, A. S., Chivas, A. R., Lock, D. 1989:** An isotopic study of surficial alunite in Australia: 1. Hydrogen and sulfur isotopes. Geochim. Cosmochim. Acta. 53:3223-3238.
- Botz, R. W., and Von der Botch, C. C., 1984:** Stable isotope study of carbonate sediments of the Coorong area, south Australia. *Sedimentology*. **31**, 837-849.
- Broecker, W. S., and V. M. Oversby. 1971:** Chemical Equilibria in the Earth. McGraw-Hill, New York, 318 p.
- Calhoun, J. A., Bates, T. S., Charlson, R. J. 1991:** Sulfur isotope measurements of submicrometer sulfate aerosol particles over the Pacific Ocean. Geophys. Res. Lett. 18: 1877-1880.
- Carballo, J. D., Land, L. S., and Misr, D. E. 1987:** Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarlof Key, Florida. *J. sedim. Petrol.* **57**, 153-165.
- Chiba, H., Kusakabe, M., Hirano, S. J., Matsuo, S. and Somiya, S. 1981:** Oxygen isotope fractionation factors between anhydrite and water from 100 to 550°C. Earth Planet Sci. Lett. 53:55-62.
- Clark, D. N. 1980:** The diagenesis of Zechstein carbonate sediments. *Contrib. Sediment.* **9**, 167-203.
- Claypool, G. E., Holser, W. T., Kaplan, I. R., Sakai, H., and Zak, I. 1980:** The age curves of sulfur and oxygen isotopes in marine sulfate and their mutual interpretations. Chem. Geol. 28: 199-260.
- Craig, H. 1961:** Isotopic Variation in Meteoric Waters. Science 133.1702-1703.
- Craig, H., and Gordon, L. I. 1965:** Deuterium and oxygen-18 variation in the ocean and the marine atmosphere. In the stable Isotopes in Oceanographic Studies in Paleotemperatures. Spoleto, July, 26-27, 1965. Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa, 1-22
- da Silva, M.A.M., Schreiber, B. C., and dos Santos, C. L. 2001:** Evaporitos como recursos minerais. Brazilian Journal of Geophysics, v. 18 (3), pp. 337-350.
- Deffeyes, K. S., Lucia, F. J., and Weyl, P. K. 1965:** Dolomitization of Recent and Plio-Pleistocene sediments by marine evaporitic waters on Bonaire, Netherland Antilles. In: *Dolomitization and Limestones Diagenesis – a Symposium* (Ed. by L. C. Pray and R. C. Murray) Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner. 13. 71-88. Deines, P., D.
- Dinur, D., Spiro, B., and Aizenshtat, Z. 1980:** The distribution and isotopic composition of sulfur in organic-rich sedimentary rocks. Chem. Geology 31, 37-51.
- Dole, M., Lane, G.a., Rudd, D.P, Zaukelies, D.A. 1954:** Isotopic composition of atmospheric oxygen and nitrogen. Geochim. Cosmochim Acta. 6: 65-78
- Dunham, J. B., and Olson, E. R. 1978:** Diagenetic dolomite formation related to Paleozoic paleogeography of the Cordilleran Miogeocline in Nevada. *Geology*. **6**, 556-559.

- Dunham, J. B., and Olson, E. R. 1980:** Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek Formation (Ordovician-Silurian) of Central Nevada. In: *Concepts and Models of Dolomitization* (Ed. by D. H. Zenger, J. B. Dunham, and R. L. Ethington) Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner. 28, 139-161.
- Emery, D., and Robinson, A. 1993:** Inorganic Geochemistry. Application to Petroleum Geology. Blackwell Scientific Publications, Inc. 254 p.
- Emrich, K., D. H. Ehhalt, and J. C. Vogel. 1970:** Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate, *Earth Planet. Sci. Letters*. 8, 186-196.
- Fanning, K. A., Byrne, R. H., Breland, J. A., W. S. Elsinger, R. J., and Pyle, T. E. 1981:** Geothermal springs of the west Florida continental shelf: evidence for dolomitization and radionuclide enrichment. *Earth planet. Sci. Letts.* **52**,345-354.
- Faure, G., 1986:** Principles of Isotope Geology. Wiley, New York. 589 p.
- Fisher, W. L., and Rodda, P. U. 1969:** Edwards Formation (Lower Cretaceous), Texas: Dolomitization in a carbonate platform system. *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.* **53**, 55-72.
- Flügel Erik, 2004:** Microfacies of carbonate rocks. Analysis, Interpretation, and application. Springer Berlin Heidelberg New York. 976 p.
- Fontes, J. C., Gonfiantini, R. 1967:** Fractionnement isotopique de l'eau de cristallisation du gypse. *Acad. Sci. Comptes. Rendus.* 265:4-6.
- Given, R. K., and Wilkinson, B. H. 1987:** Dolomite abundance and stratigraphic age: constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *J. Sedim. Petrol.* **57**, 1068-1078.
- Gonfiantini, R., Fontes, J. C. 1963:** Oxygen isotopic fractionation on the water of crystallization of gypsum. *Nature*, 200:644-646.
- Hanor, J. S., 1987a:** Origin and migration of subsurface sedimentary brines. Lecture Notes for Short Course N° 21. Sponsored by the Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 247 p.
- Hanor, J. S., 1987b:** Precipitation of beachrock cements: Mixing of marine and meteoric waters vs. CO<sub>2</sub>-degassing: *Jour. Sed. Petrology*, v. 48, p. 489-501.
- Hardie, L. A. 1987:** Dolomitization: a critical view of some current views. *J. Sedim. Petrol.* **57**. 166-183.
- Heinzinger, K. 1969:** Ein wasserstoffisotopieeffekt im CuSO<sub>4</sub>·5H<sub>2</sub>O. *Z. Naturforschung* 24a: 1502-1511.
- Hsü, K. J. 1967:** Chemistry of dolomite formation. In: *Carbonate Rocks* (Ed., by G. V. Chilingar, H. J. Bissel and R. W. Fairbridge) pp.169-191. Elsevier Amsterdam.
- Kiyosu, Y. 1980:** Chemical reduction and sulfur-isotope effects of sulfate by organic matter under hydrothermal conditions. *Chem. Geol.* 30, 47-56.
- Kohout, F. A. 1967:** Groundwater flow and the geothermal regime of the Florida plateau. *Trans. Gulf-Cst. Ass. Geol. Soc.* **17**, 339-354.
- Krouse, H. R. 1980:** Sulphur isotopes in our environment. In *Handbook of environmental Isotope Geochemistry I. The terrestrial environment*. Fritz, P. Fontes, J-Ch (Eds.), Elsevier, Amsterdam, p. 435-472.
- Kusakabe, M., Robinson, B.W. 1977:** Oxygen and sulfur isotope equilibria in the BaSO<sub>4</sub>-HSO<sub>4</sub><sup>-</sup>-H<sub>2</sub>O system from 110 to 350°C with applications. *Gechim. Cosmochim. Acta.* 41:1033-1040.
- Land, L. S., 1985:** The origin of massive dolomite. *J. Geol. Educ.* **33**, 112-125.
- Langmuir, and R. S. Harmon (1974):** Stable carbon isotope ratios and the existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground water. *Gechim. Cosmochim. Acta*, 38, 1147-1164.

- Lippmann, F., 1973:** *Sedimentary Carbonate Minerals*, pp. 228. Springer-Verlag, Berlin.
- Lloyd, R. M. 1968:** Oxygen isotope behavior in the sulfate-water system. *J. Geophys. Res.* 73:6099-6110.
- McCulloh, Thane, H., and Naeser, Nancy, D. 1989:** Thermal History of Sedimentary Basins: Measurement and Significance. *In Thermal History of Sedimentary Basins Methods and Case Histories.* Naeser, Nancy, D. and McCulloh, Thane, H., eds. Springer-Verlag New York., p. 1-11.
- McKenzie, J. A. 1981:** Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, UAE: a stable isotope study. *J. Geol.* **89**, 185-198.
- Mizutani, Y., Rafter, T. A. 1969:** Oxygen isotopic composition of sulfates, Part. 3: Oxygen isotopic fractionation in the bisulphate ion-water system. *New Zealand J. Sci.* 12:54-59.
- Ohmoto, H., Lasaga, A. C. 1982:** Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 46: 1727-1745.
- Ohmoto, H., Rye, R. O. 1979:** Isotopes of sulfur and carbon. *In Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Barnes, H. L. (Ed.). J. Wiley and Sons, New York, p. 509-567.
- Ohmoto, H. 1986:** Stable isotope geochemistry of ore deposits: J. W. Valley, H. P. Taylor Jr., and J. R. O'Neil, eds., *Reviews in Mineralogy. V.16: Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes:* Mineralogical Society of America, 491-560.
- O'Neil, J. R. 1986:** Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. *Rev. Mineral* 16: 1-40.
- O'Neil, J. R., Clayton, R. N., Mayeda, T. K. 1969:** Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *J. Phys. Chem.* 51:5547-5558.
- Orr, W. L. 1974:** Changes in sulfur content and isotopic ratios of sulfur during petroleum maturation-Study of Big Horn basin paleozoic oils. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 58, 2295-2318.
- Orr, W. L. 1982:** Rate and mechanism of non-microbial sulfate reduction. *Geol. Soc. Am. Abstracts with programs.* 14, 580.
- Powell, T. G., and McQueen, 1984:** Precipitation of sulfide ores and organic matter: Sulfate reactions at Pine Point, Canada. *Science.* 224, 63-66.
- Purser, B. H., Tucker, M. E., and Zenger, D. H. 1994:** Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. *Special Publication International Association of sedimentologists.* **21**, 3-20.
- Rees, C. E., Jenkins, W. J., and Monster, J. 1978:** The sulphur isotope geochemistry of ocean water sulphate. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 42: 377-382.
- Rollinson, Hugh R. 1993:** Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation (Longman geochemistry series). John Wiley & Sons., 352 p.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R. 1963:** Isotopic patterns in modern global precipitation. *In Climate Changes in Continental Isotopic Records.* Swart PK, Lohmann KC, McKenzie JA, Savin S. (Eds) *Geophys. Monogr.* 78: 1-36.
- Rye, R. O., Stoffregen, R. E. 1995:** Jarosite-water oxygen and hydrogen isotop fractionations: preliminary experimental data. *Econ. Geol.* 90:2336-2342.
- Sakai, H. 1968:** Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes. *Geochem. J.* 2:29-49.
- Saller, . H. 1984:** Petrologic and geochemical constraints on the origin of the subsurface dolomite, Enewitak Atoll: An example of dolomitization by normal sea water. *Geology,* **12**, 217-220.
- Sansone, F. J., 1985:** Methane in the reef flat pore waters of Davies Reef, Great Barrier Reef (Australia). *Proc. Fifth Int. Coral Reef Congr. Tahiti.* **3**, 415-420.

- Sansone, F. J., Andrews, C. G., Buddemeier, R. W., and Tribble, G. W., 1988a:** Well point sampling of reef interstitial water. *Coral Reefs*, **7**, 19-22.
- Sansone, F. J., Tribble, G. W., Buddemeier, R. W., and Andrews, C. G., 1988b:** time and space scales of anaerobic diagenesis within a coral reef framework. *Proc. Sixth Int. Coral Reef Congr. Australia*. **3**, 367-372.
- Schmoker, J. W., and Halley, R. B., 1982:** Carbonate porosity versus depth: A predictable relation for south Florida: Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 66, p. 2561-2570.
- Schreiber, B. C., and Tabakh, M. El. 2000:** Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology. Millennium Reviews*. **47** (Suppl), 215-238.
- Schreiber, B. C. 1986:** Arid shorelines and evaporites. In H. G. Reading, ed., *Sedimentary environments and facies* (2<sup>nd</sup> ed.), Blackwell Scientific Publishers, pp. 189-228, Oxford.
- Schoell, M. 1984:** Stable isotopes in petroleum research. In: *Advances in Petroleum Geochemistry*, vol. 1. J. Brooks and D. Welte, eds., Academic Press, London, 215-243.
- Seal, R. R. II, Alpers, Ch. N., and Rye R. O. 2000:** Stable Isotope Systematics of Sulfate Minerals. In *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 40, pp. 541-602
- Seyfried, W. E. And Janecky, D. R. 1983:** Experimental basalt-solution interaction: Implications for the origin of ridge crest hydrothermal fluids. In: *Proceedings, 4<sup>th</sup> Int'l. Symp., on Water-Rock interaction*, Misasa, Japan, 433-436.
- Sheppard, S.M.F., Nielsen, R.L., Taylor, H.P. Jr. 1969:** Oxygen and hydrogen isotope ratios of clays from porphyry copper deposits. *Econ. Geol.* **64**. 755-777.
- Sheppard, S.M.F. 1986:** Characterization and Isotopic Variations in Natural Waters: J. W. Valley, H. P. Taylor Jr., and J. R. O'Neil, eds., *Reviews in Mineralogy*. V.16: *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*: Mineralogical Society of America, 165-183.
- Shinn, E. A., Ginsburg, R. N., and Lloyd, R. M. 1965:** Recent supratidal dolomites from Andros Island, Bahamas. In: *Dolomitization and Limestones Diagenesis, a Symposium*. (Ed., by L. C. Pray and R. D. Murray) *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner.* **13**, 112-123.
- Simms, M., 1984:** Dolomitization by groundwater-flow systems in carbonate platforms. *Trans. Gulf-Cst. Ass. geol. Socs.* **34**, 411-420.
- Smith, D. B. 1981:** Bryozoan-algal patch reefs in the Upper Permian Magnesian limestones of Yorkshire, Northeast England. In: *European Fossil Reef Models* (Ed., by D. F. Toomey) *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Miner.* **30**. 187-202.
- Spencer, R. J., Hardie, L. A. 1990:** Control of sea water composition of mixing of river waters and mid-ocean ridge hydrothermal brines. In R. J. Spencer, I-Ming Chou (Eds) *Fluid-Mineral Interactions: A tribute to H. P. Eugster*. *Gechem. Soc. pub. 2*: 409-419.
- Spencer, Ronald, J., 2000:** Sulfate Minerals in Evaporite Deposits. In *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, v. 40. p 173-192.
- Stewart, M. K.. 1974:** Hydrogen and oxygen isotope fractionation during crystallization of mirabilite in ice. *Gechim. Cosmochim. Acta.* **38**:167-172.
- Stoffregen, R. E., Rye, R. O., Wasserman, M. D. 1994:** Experimental studies of alunite: <sup>18</sup>O, <sup>16</sup>O y D-H fractionation factors between alunite and water at 250-450°C. *Gechim. Cosmochim. Acta.* **58**:903-916.
- Thode, H.G., Monster, J. 1965:** Sulfur-Isotope Geochemistry of petroleum, evaporites and ancient seas. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.* **4**:367-377.
- Thode, H.G. 1981:** Sulfur isotope ratios in petroleum research and exploration: Williston Basin. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir* **4**, 367-377.
- Tribble, G. W., 1990:** Early diagenesis in a coral reef framework. PhD Thesis. University of Hawaii.

- Tribble, G. W., 1993:** Organic matter oxidation and aragonite diagenesis in a coral reef. *J. Sediment. Petrol.* **63**, 523-527.
- Tribble, G. W., Sansone, F. J., and Smith, S. W., 1990:** Stoichiometric modeling of carbon diagenesis within a coral reef framework. *Geochim. Cosmochim. Acta* **54**, 2439-2449.
- Tribble, G. W., Sansone, F. J., Buddemeier R. W., and Li Y.-H., 1992:** Hydraulic exchange between a coral reef and surface seawater. *Geol. Soc. Bull.* **104**, 1280-1291.
- Tucker, M. E., Wright, V. P., 1990:** Carbonate Sedimentology. Chap. 8, ed. Blackwell Science. 482 p.
- Von der Borch, C. C., 1976:** Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of Coorong area, South Australia. *J. sedim. Petrol.* **46**, 952-966.
- White, W. M. 2005:** Geochemistry, John Hopkins Univ. Press. 701p.
- Zenger, D. H., 1972:** Dolomitization and uniformitarianism. *J. Geol. Educ.* **20**, 107-124.